

**GEOCHEMISCH – MINERALOGISCHE
ENTWICKLUNG DER LAACHER SEE
MAGMAKAMMER**

**DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DES GRADES EINES
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
DER ABTEILUNG GEOWISSENSCHAFTEN
AN DER RUHR UNIVERSITÄT BOCHUM**

**VORGELEGT VON
GERHARD WÖRNER
BOCHUM 1982**

GEOCHEMISCH - MINERALOGISCHE
ENTWICKLUNG DER LAACHER SEE
MAGMAKAMMER

D I S S E R T A T I O N

zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der Abteilung Geowissenschaften
an der RUHR UNIVERSITÄT BOCHUM

vorgelegt von
Gerhard Wörner

BOCHUM 1982



Die vorliegende Arbeit wurde von der Fakultät der
Abteilung für Geowissenschaften der Ruhr Universi-
tät Bochum als Dissertation im Fach Mineralogie zur
Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissen-
schaften anerkannt.

- 1. Gutachter : Prof. Dr. H.-U. Schmincke (Bochum)
- 2. Gutachter : Prof. Dr. P. Blümel (Bochum)
- 3. Gutachter : Prof. Dr. R. Gijbels (Antwerpen)
- Fachfremder
Gutachter : Prof. Dr. K. Hottes (Bochum)

Tag der mündlichen Prüfung : 15. 2. 1982

	<u>GLIEDERUNG</u>	Seite
	Zusammenfassung	
I.	<u>Einleitung</u>	1
I.1	Problemstellung	1
I.2	Frühere Arbeiten und geologischer Überblick	2
II.	<u>Die Laacher Pyroklastika</u>	6
II.1	Verbreitung und Eruptionszentrum	6
II.2	Profilbeschreibung und Stratigraphie	8
II.3	Lithologische Zusammensetzung der Ablagerungen	10
II.3.1	Komagmatische (phonolithische) Komponenten	10
II.3.2	Fremdgesteine	14
II.3.2.1	Subvulkanite	14
II.3.2.2	Devonische Gesteine und Basalte	14
II.3.3	Kristall-Akkumulate	14
II.4	Zusammenfassung: Evidenz für die Eruption aus einer oberflächen-nahen Magmakammer	16
III.	<u>Gefüge und Modalbestand des Laacher Phonoliths</u>	20
III.1	Petrographische Beschreibung	20
III.2	Zusammenfassung: Zonierung der Laacher Pyroklastika, Gradienten in Mineralogie und Gefügemerkmalen	25
IV.	<u>Gesteins- und Mineralchemie</u>	29
IV.1	Hauptelemente, Gesamtgestein und Matrix	29
IV.1.1	Gesamtgesteine	29
IV.1.1.1	Nomenklatur und Vergleich	30
IV.1.1.2	Die chemische Zonierung der Laacher Pyroklastika, Hauptelemente	32
IV.1.1.3	Zusammenfassung Hauptelementzonierung	38

IV.1.2	Hauptelemente Matrix	39
IV.2	Flüchtige Bestandteile, Gesamtgestein	42
IV.3	Einsprenglinge	47
IV.3.1	Sanidin und Plagioklas	47
IV.3.2	Hauyn	51
IV.3.3	Amphibol	54
IV.3.4	Klinopyroxen	60
IV.3.5	Titanit	70
IV.3.6	Apatit	72
IV.3.7	Titanomagnetit	73
IV.3.8	Dunkelglimmer	74
IV.3.9	Olivin	75
IV.3.10	Nephelin	77
IV.3.11	Zirkon	79
IV.3.12	Cancrinit	80
IV.4	Glaseinschlüsse	81
IV.5	Spurenelemente	95
IV.5.1	Gesamtgesteine	95
IV.5.1.1	Spurenelementgradienten	100
IV.5.1.2	Spurenelemente in anderen Alkali- vulkaniten	102
IV.6	Spurenelemente Matrix	104
IV.7	Die Spurenelementzusammensetzung der der Einsprenglinge und die Mineral/ Matrix Verteilungskoeffizienten	108
V.	<u>Sr-Isotopen-Verhältnisse</u>	117
VI.	<u>Physikalische Eigenschaften der Laacher Phonolithmagmen</u>	121
IV.1	Temperatur	121
IV.2	Druck	125
IV.3	Viskosität	126
IV.4	Netzwerkparameter	130

VII.	<u>Diskussion</u>	134
VII.1	Einsprenglinge im Laacher Phonolith und ihre Mineral/Matrix Verteilungskoeffizienten	134
VII.1.1	Einsprenglingstypen	134
VII.1.2	Verteilungskoeffizienten und ihre Variation	139
VII.1.3	Verteilungskoeffizienten in anderen zonierten Magmasystemen	156
VII.2	Differentiationsmodelle zur Entstehung des mafischen OLP-Phonoliths	158
VII.2.1	Hauptelementmodell Basanit → Phonolith	161
VII.2.2	Spurenelementmodellrechnung Basanit - Phonolith	167
VII.3	Differentiationsmodelle zur Entstehung der chemisch zonierten Magmakammer	170
VII.3.1	Hauptelementfraktionierungsmodell OLP - ULP	178
VII.3.3	Fraktionierungsmechanismen	183
VII.3.4	Zusätzliche Differentiationsmechanismen	187
VII.4	Magmenmischung OLP - Basanit	191
VII.5	Das Magmensystem des Laacher See Vulkans und sein geothermisches Potential	194
VII.5.1	Volumenbilanz des Laacher Magmensystems	194
VII.5.2	Das Magmensystem des Laacher See Vulkans	198
VII.5.3	Geothermische Betrachtungen	202
VIII.	<u>Das Modell, kurz und bündig</u>	204

IX.	<u>Appendix</u>	208
IX.0	Definitionen und Abkürzungen	208
IX.1	Probennahme und Probenaufbereitung	213
IX.1.1	Gesamtgesteinsproben	213
IX.1.2	Mineraltrennung	220
IX.2	Analytische Methoden	224
IX.2.1	Haupt- und Nebenelemente von Gesamtgesteinen und Matrixproben	224
IX.2.2	Mikrosondenanalysen von Mineralen und Gläsern	225
IX.2.3	Spurenelemente	227
IX.2.3.1	INA-Analysen	227
IX.2.3.2	RFA-Spurenelementanalysen	228
IX.2.3.3	Isotopenverdünnung	228
IX.2.3.4	Die Genauigkeit der RFA- und INA- Spurenelementanalysen	228
IX.3	Berechnung der Cpx-Endglieder und des Fe_2O_3 -Gehaltes der Pyroxene aus den Mikrosondenanalysen	231
IX.4	Massenbilanzrechnungen, Methode und Qualitätskriterien	233
IX.5	Tabellen	237
IX.6	Tafeln	302
	LITERATUR	309

Zusammenfassung

Die spätquartären phonolithischen Laacher See Pyroklastika (Osteifel) zeigen in ihrer stratigraphischen Abfolge systematische Veränderungen der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der komagmatischen Bimse. Die zonierte Sequenz wird hier zunächst nach petrographischen Kriterien in fünf Haupteinheiten unterteilt: In den extrem einsprenglingsarmen ($< 5 \text{ Vol\%}$) Unteren Laacher Pyroklastika (ULP) können hier, neben den bisher bekannten Mineralen des Laacher Phonoliths, Sanidin, Plagioklas, Hauyn, Amphibol, Klinopyroxen, Titanit, Magnetit, Phlogopit und Apatit zusätzlich Nephelin, Zirkon und Cancrinit (?) als weitere Einsprenglingsphasen nachgewiesen werden. Der kristall-arme Phonolith im Unteren Teil der Mittleren Laacher Pyroklastika (UMLP) führt diese letztgenannten Phasen nicht. Im Oberen Teil der Mittleren Laacher Pyroklastika (OMLP) steigen die Einsprenglingsgehalte stark an (bis ca. $15 \text{ Vol\%}$). Die Oberen Laacher Pyroklastika (OLP) sind gekennzeichnet durch hohe Einsprenglingsgehalte ($30 - 50 \text{ Vol\%}$), wobei die mafischen Minerale (z.B. Klinopyroxen) nach oben immer stärker zunehmen. Die obersten Schichten von OLP sind petrographisch sehr heterogen, ein Teil dieser Gesteine führt außer den genannten Einsprenglingsphasen zusätzlich Olivin, Klinopyroxen - und Phlogopit-Megakristalle. Von Proben aus 14 Einzelschichten dieser Abfolge wurden mit verschiedenen Methoden die Haupt- und Spurenelementzusammensetzungen, an ausgesuchten Proben zusätzlich die Sr-Isotopen-Verhältnisse bestimmt. Weiterhin wurden, nach aufwendiger Mineraltrennung, die Spurenelementkonzentrationen aller Einsprenglingsphasen und der Bimsgrundmassen aus vier bis sechs stratigraphischen Horizonten analysiert.

Aus diesen Daten ergeben sich kontinuierliche Konzentrationsgradienten in der stratigraphischen Abfolge, wobei ULP eine extrem hochdifferenzierte und OLP eine relativ mafische Phonolithzusammensetzung repräsentieren. Diese Zonierung wird interpretiert als das Resultat einer sukzessiven Eruption aus einer chemisch-mineralogisch geschichteten Magmasäule in

3-6 km Tiefe. Der oberste, fast einsprenglingsfreie Teil der geschichteten Magmakammer (ULP) besteht aus hochdifferenzierter peralkalischer Phonolithschmelze, die stark an Na_2O , MnO und flüchtigen Bestandteilen (H_2O , F, Cl) sowie magmatophilen Elementen (U, Th, Zr, leichte und schwere Seltene Erden) angereichert und an Sr, Sc, Co, Eu und kompatiblen bzw. lithophilen Elementen extrem verarmt ist. Der Hauptteil der Magmakammer (UMLP, OMLP) wird gebildet von einem kristallarmen Phonolithmagma mit niedrigeren Spurenelementkonzentrationen an magmatophilen Elementen und nach unten langsam zunehmenden Gehalten an lithophilen (kompatiblen) Elementen.

Ein "Kristallbrei" mit 30-50 Vol% Einsprenglingen von etwas mafischerer Zusammensetzung (OLP) unterlagert ULP und MLP, getrennt durch eine scharfe Grenze. An der Basis wurde vor der Eruption basanitisch mit phonolithischem Magma vermischt; die resultierenden Mischlaven stellen die letzten Förderprodukte dar. Aus den chemischen Analysen von Einsprenglingsphasen, Glaseinschlüssen und Glasmatrix läßt sich eine komplexe Einsprenglingsvergesellschaftung ableiten: Einsprenglingsphasen aus verschiedenen Teilschichten der zonierten Magmakammer treten in einem Gestein zusammen auf und resultieren dort in verschiedenen Einsprenglingspopulationen, die sich z.T. optisch, insbesondere aber durch ihre unterschiedliche chemische Zusammensetzung differenzieren lassen. Dies läßt schließen auf eine Vermengung der verschiedenen Einsprenglingstypen während oder nach der Entwicklung der chemischen Zonierung.

Die starke Variation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von $0,70480 \pm 4$ (in OLP) bis $0,71138 \pm 15$ (in ULP) wird interpretiert als das Resultat einer geringfügigen Kontamination der phonolithischen Schmelzen durch Krustenmaterial (partielle Kontaktgesteinsschmelzen) schon während ihrer Entwicklung, wobei das Sr-Isotopen-Verhältnis der praktisch Sr-freien ULP-Teilschmelze besonders stark erhöht wird.

Aus der Zusammensetzung der Gesteine und ko-existierenden Mineralen lassen sich Gradienten in Temperatur, Druck und

Vernetzungsgrad der Phonolithschmelze in der Magmakammer rekonstruieren: Die Temperaturen im Dachbereich der Magmensäule erreichen ca. 800°C , Vernetzungsgrad und Viskosität der Schmelze sind hier durch die hohen Gehalte an Alkalien und flüchtigen Bestandteilen am geringsten (Viskosität $\eta = 10^4$ poise). Im mittleren Teil des Magmareservoirs hat die Schmelze ihren maximalen Vernetzungsgrad und, aufgrund der kleinen Einsprenglingsgehalte, mittlere Viskositäten (um 10^5 poise). Das unterste, heißeste Teilmagma (880°C) besaß wegen der großen Menge an Einsprenglingen eine höhere Viskosität ($\eta = 10^6$ poise), jedoch wegen der mafischeren Gesamtgesteinszusammensetzung einen geringeren Vernetzungsgrad. Verschiedene, voneinander unabhängige Argumente sprechen für einen geringen Bildungsdruck des Phonolithmagmas in der Oberkruste (Fremdgesteine, Gesamtgesteinszusammensetzung nahe dem Minimum im Liquidusdiagramm Ne - Ks - Qz bei 1 kb, Analogie zu anderen Phonolithen etc.).

Die verschiedenen phonolithischen Teilschmelzen der Laacher See Magmakammer lassen sich durch progressive Kristallfraktionierung von einem mafischen OLP-Phonolith ableiten. Der mafische Phonolith seinerseits ist durch Kristallisationsdifferentiation aus einem basanitischen Ausgangsmagma hervorgegangen. Für die fraktionierte Kristallisation eines Basanitmagmas ergeben sich zwei unterschiedliche Differentiationstrends :

- a) Basanit $\rightarrow$ Tephrit (- tephritischer Phonolith), hier werden überwiegend Klinopyroxen und untergeordnet Olivin, Phlogopit u.a. Phasen fraktioniert; oder
- b) Basanit $\rightarrow$ mafischer Laacher See Phonolith, wenn schon zu Beginn der Differentiation große Mengen an Amphibol, zusätzlich Klinopyroxen und untergeordnet Olivin, Phlogopit, Magnetit und Apatit fraktioniert werden.

Der Fraktionierungsvorgang begann beim Basanit - Laacher See Phonolith möglicherweise schon an der Kruste/Mantel-Grenze und setzte sich fort während des langsamen Aufstiegs des differenzierenden Magmas in die Oberkruste, in der sich dann die chemisch zonierte Laacher See Magmakammer entwickelte.

Die Variation der Verteilungskoeffizienten von Einsprenglingsphasen ist z.T. größer als das in der Literatur bekannte

Spektrum. Sie ist im wesentlichen bedingt durch die Veränderung der Spurenelementzusammensetzung der Restschmelze nach der Kristallisation. Spurenelementmodellrechnungen unter Verwendung dieser Verteilungskoeffizienten ergeben erwartungsgemäß unbefriedigende Ergebnisse, das Fraktionierungsmodell wird jedoch durch die qualitative Übereinstimmung der Spurenelementverteilungsmuster gestützt. Da die Spurenelementgradienten, besonders im Dachbereich der Magmakammer, durch einen Kristallfraktionierungsprozess nicht befriedigend erklärt werden können, sowie aus anderen, unabhängigen Gründen, werden zusätzliche liquidmagmatische Differentiationsprozesse postuliert. Diese Prozesse werden ausgelöst und gesteuert durch Temperatur- und Dichtegradienten in der Magmasäule, durch die sich konvektierende Teilschichten entwickeln. An den Grenzflächen der einzelnen konvektierenden Magmaschichten (double diffusive convection) findet Diffusion von Spurenelementen nur über kurze Distanzen statt. Aus den Massenbilanzrechnungen und den gemessenen Teilvolumina der Magmen (BOGAARD, in Vorb.) läßt sich auf ein ursprüngliches Volumen von $16,6 \text{ km}^3$ mafischer Phonolithschmelze schließen. Diese ist ihrerseits aus etwa 56 km^3 primären Basanitmagmas hervorgegangen. Vom Gesamtvolumen des Laacher Magmensystems wurden nur $5,3 \text{ km}^3$ eruptiert (BOGAARD, in Vorb.). Das verbliebene Volumen von rund 50 km^3 bildet zwischen der Unterkruste (25 km) und ca. 6 km Tiefe einen (oder mehrere) abkühlende Kumulatkörper, die Temperatur dieses Körpers betrug vor 11.000 Jahren etwa $800 - 900^\circ\text{C}$ und ist bis heute nur unwesentlich abgekühlt.

I. EINLEITUNG

I.1 Problemstellung

Die Erforschung oberflächennaher Magmakammern hat sich in den letzten Jahren intensiviert mit drei Zielrichtungen:

- A) Langlebige, oberflächennahe Magmensysteme haben in Abhängigkeit von ihrem Alter und Gesamtvolumen ein mehr oder weniger großes geothermisches Energiepotential (SMITH & SHAW, 1978). Dieser Energievorrat kann mit Hilfe vulkanologischer, geochemischer und geophysikalischer Methoden lokalisiert und abgeschätzt werden. Mit diesen-großenteils noch zu entwickelnden Methoden - sollen geothermische Energiereserven auch dort untersucht werden, wo diese nicht in Form von heißen Quellen und Geysiren oder einer erhöhten Wärmeflußdichte an der Erdoberfläche ihren Ausdruck finden.
- B) Aus oberflächennahen Magmareservoiren werden explosive Vulkaneruptionen gespeist, die, je nach der geographischen Lage der Vulkane, eine einschneidende Wirkung auf Menschen, Kulturlandschaft, Wirtschaft und sogar Klima haben können (Beispiele Mt.St.Helens, 1980; La Soufriere, 1902; Krakatau, 1883). Schmelzproduktion, Magmenaufstieg und besonders Ansammlung und Differentiation in krustalen Magmakammern sind, neben den z.T. von äußeren Einflüssen abhängigen Eruptionsmechanismen, die entscheidenden Faktoren, die Art, Ausmaß und Wirkung von explosivem Vulkanismus steuern. Eine detaillierte Erforschung dieser Faktoren ist daher eine grundlegende Voraussetzung für den Versuch Vulkaneruptionen mit naturwissenschaftlichen Methoden vorherzusagen.
- C) Eine große Zahl von wirtschaftlichen Rohstoffen (Schwermetalle etc.) werden innerhalb der Erdkruste nur dort in erreichbaren Tiefen und nutzbarer Anreicherung angetroffen, wo sie durch magmatische Vorgänge entweder abgelagert (e.g. stratiforme Chromit-Lagerstätten, Bushveld Komplex, Sudbury etc.) oder in hydrothermalen Systemen um abkühlende Magmakammern (→ Plutone, Porphyry coppers, etc.) angereichert sind (alle hydrothermalen Erzlagerstätten). Erst in neuerer Zeit wer-

den Vorgänge in hochdifferenzierten, oberflächennahen Magmakammern näher erforscht, die zur Anreicherung von seltenen Schwermetallen schon vor der Erstarrung in den obersten Bereichen eines solchen Magmensystems führen.

In der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, am Beispiel des Laacher See Vulkans, dem größten und jüngsten Vulkan der quartären Vulkanprovinz der Osteifel die geologisch-vulkanologische und geochemische Entwicklung eines krustalen Magmensystems vom Zeitpunkt seiner Entstehung (Aufstieg von primären Schmelzen aus dem oberen Erdmantel) bis zu seiner Eruption und teilweisen Entleerung zu verfolgen. Dies geschieht auf der Basis einer geochemischen Untersuchung der eruptierten Gesteine und mit dem Schwerpunkt der Frage nach dem geothermischen Potential eines solchen Magmensystems.

I.2 Frühere Arbeiten und geologischer Überblick

Das quartäre Vulkangebiet der Osteifel (Abb.1) umfaßt ca. 400 km² und ca. 70 Eruptionszentren (SCHMINCKE, 1977) und gehört zu den klassischen Alkaliprovinzen Mitteleuropas.

Die überwiegende Zahl der Eruptionszentren der Osteifel sind kleinere Schlackenkegel, seltener Maarvulkane. Es wurden stark untersättigte, Kalium-reiche Magmen gefördert (Basanite, Tephrite, Leucitite, Nephelinite). Die wenigen, hochdifferenzierten, phonolithischen Vulkane (Riedener Kessel, Wehrer Kessel und Laacher See Vulkan) eruptierten große Volumen hochdifferenzierter Schmelzen, überwiegend in Form von Aschenströmen und Bimsfallablagerungen. Mit einem Alter von 11.000 Jahren (FRECHEN & LIPPOLT, 1965) und einem Gesamteruptionsvolumen von mehreren km³ ist der Laacher See Vulkan der jüngste und größte dieser Provinz. Diesem Vulkan können alle jungen pyroklastischen Ablagerungen seiner direkten Umwallung und die des Neuwieder Beckens zugeordnet werden (SCHMINCKE et al, in Vorb.). Gegenstand dieser Untersuchung ist die Entstehung der chemischen und mineralogischen Zonierung dieser pyroklastischen Abfolge des Laacher See Vulkans.

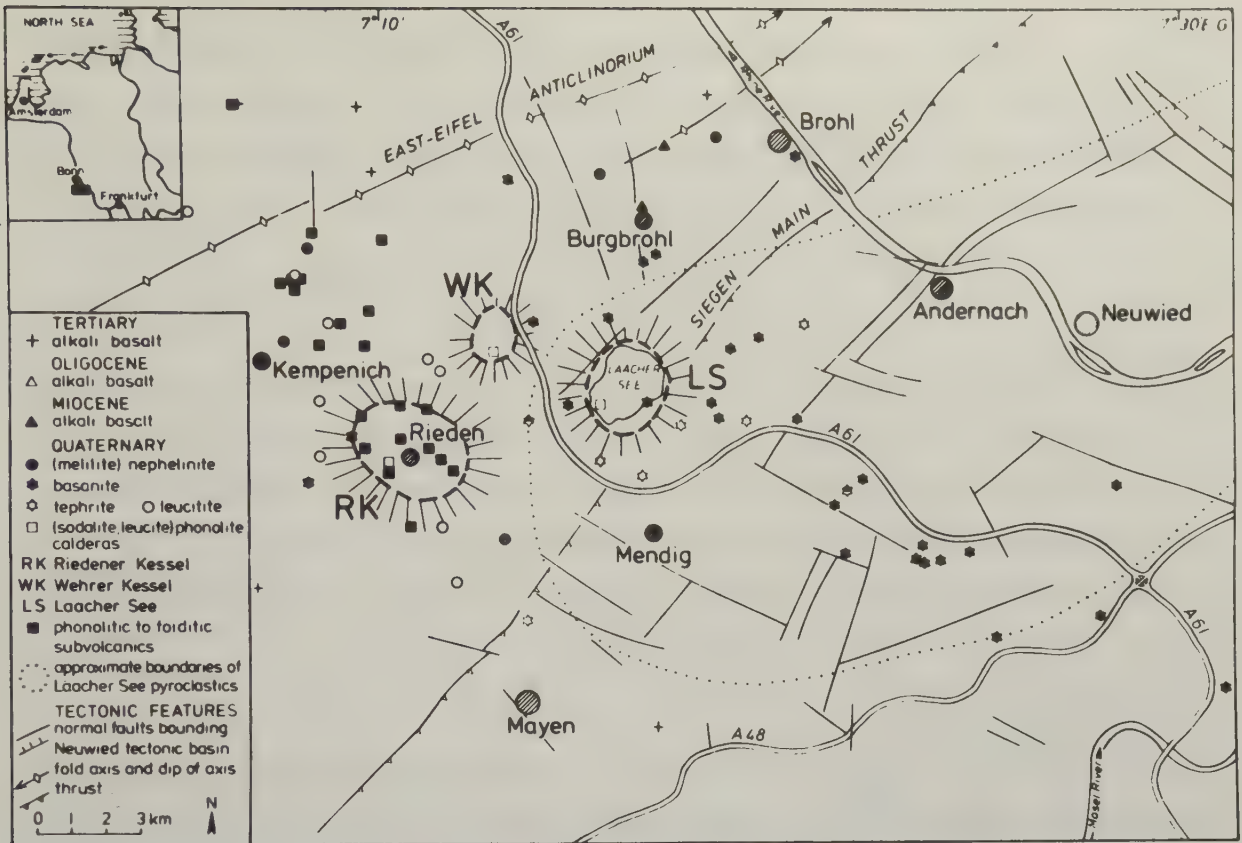


Abb.1: Das Vulkanfeld der Osteifel (aus WÖRNER et al., im Druck)

Das Vulkangebiet um den Laacher See Vulkan war im 18. Jahrhundert Gegenstand der Auseinandersetzung zwischen Neptunisten und Plutonisten. Schon in den frühesten geognostischen Abhandlungen nimmt das Vulkangebiet der Osteifel und dessen jüngster und größter Vulkan, der Laacher See, eine besondere Stellung ein. COLLINI (1777) beschrieb Traßvorkommen bei Kruft und Plaidt, Bimsablagerungen im Neuwieder Becken, graue vulkanische Sande sowie basaltische Gesteine aus der Gegend südlich von Mendig (Abb.1). Die kegelförmigen Berge hält er für einzelne Vulkane. Im Becken des Laacher Sees vermutet COLLINI (1777) den Ausbruchsort der vulkanischen Locker-Gesteine des Neuwieder Beckens. Gegen Ende des letzten und zu Beginn dieses Jahrhunderts wird das Vulkangebiet der Osteifel erstmals mit moderneren naturwissenschaftlichen Methoden untersucht: Auf der Basis detaillierter geologischer Kartierung, petrographischer Untersuchungen sowie geomagnetischer Vermes-

sungen entwirft AHRENS (1929, 1930a, 1930b) ein umfassendes Bild dieses Vulkangebietes: Die quartäre Vulkanprovinz ist unterlagert von Unterdevonischen Schiefern, Grauwacken und Sandsteinen des SW - NE reichenden Rheinischen Schiefergebirges sowie untermiozänen Tonen, die nur noch in wenigen Resten erhalten sind. Im Pliozän setzte eine etappenartige Aufwölbung des Rheinischen Schildes ein, die bis heute anhält und einen Gesamthebungsbetrag von ca. 300 m erreicht hat (ILLIES et al., 1979). Von dieser Vertikalbewegung zeugt die pliozäne Kieseloolith-Terrasse, die heute auf völlig unterschiedlichen Höhenniveaus angetroffen wird und von einer Reihe quartärer Schotterterrassen überlagert wird. Gleichzeitig zur Hebung des Rheinischen Schiefergebirges sanken einige Becken ein, das größte ist das Senkungsgebiet des Neuwieder Beckens im Zentrum des Rheinischen Blocks. Die Vulkane der Osteifel liegen zum Teil in diesem Becken oder jenseits seiner nordwestlichen Begrenzung. Nur wenige Schlackenkegel existieren südlich außerhalb des Beckens (Abb.1). Der Laacher See Vulkan liegt an der nördlichen Begrenzung des Neuwieder Beckens auf einer tektonischen Hochscholle. Zeitlich wanderte der Vulkanismus von älteren K-betonten Phonolithen, Leuzititen und Nepheliniten im Nordwesten (0.43 - 0.67 m.a., SCHMINCKE & MERTES, 1979) zu den jüngeren basanitischen und tephritischen Schlackenvulkanen im Süden der Vulkanprovinz (0.20 - 0.30 m.a.).

Die drei (möglicherweise vier) großen, hochdifferenzierten Vulkane (Riedener Kessel, (Kempnich Vulkan?), Wehrer Kessel und Laacher See Vulkan) haben große Volumen an untersättigten alkalischen Magmen überwiegend als Bimsfallablagerungen und unverschweißte Aschenströme gefördert. Lebensdauer und Komplexität der Eruptionsgeschichte nimmt mit zunehmendem Alter zu (Laacher See, 11.000 Jahre; Wehrer Kessel, 0,35 m.a.; Riedener Kessel 0,7 m.a., FRECHEN & LIPPOLT, 1965; SCHMINCKE & MERTES, 1979). Der Laacher See hat als der jüngste Phonolithvulkan auch das größte Magmavolumen gefördert. Teile der mächtigen Bimsablagerungen des Neuwieder Beckens wurden vom Laacher See als Eruptionszentrum abgeleitet.

BRAUNS (1929) und seine Schüler deuteten das Vorkommen großer Basaltblöcke als "Auswürflinge" in den pyroklastischen Ablagerungen bei Niedermendig als Hinweis für ein oder mehrere weitere Eruptionszentren außerhalb des Beckens des Laacher See Vulkans. Dagegen postuliert AHRENS (1929) geneigte "Schußröhren" im Bereich des Laacher Sees und hält den Laacher See Vulkan für das Eruptionszentrum der pyroklastischen Ablagerungen im Bereich des Neuwieder Beckens. FRECHEN (1953, 1976) vermutet insgesamt fünf Zentren, davon vier außerhalb der Umwallung des Laacher See Vulkans. JASMUND & SECK (1964), SIMON (1969) und FRECHEN (1976) untersuchten die Magmenentwicklung des Laacher See Vulkans, z.T. mit geochemischen Methoden: FRECHEN (1976) interpretiert den Laacher Trachyt und die weißen Bimsablagerungen als ein Differentiationsprodukt, ausgehend von einem älteren basanitisch-tephritischen Ausgangsmagma. Ein wesentliches Argument für diese Hypothese ist für FRECHEN (1976) die "Differentiationsschichtung" der pyroklastischen Abfolge, die mit der Förderung von tephritischem Material endete. Diese Zonierung des Profils interpretiert FRECHEN als das Resultat der Eruption aus einem chemisch zonierten Magmareservoir (FRECHEN, 1976, p.124-125). Zusätzlich zur Kristallfraktionierung fordert FRECHEN weitere Differentiationsmechanismen auf der Basis von "molekulardispersiven Vorgängen". Für die "phonolithische Tendenz" des Laacher Trachyts macht FRECHEN (1976) die Assimilation von foyaitischen Tiefengesteinen der "älteren Vulkanphase" des Laacher See Vulkans verantwortlich. Kristallfraktionierung als vorherrschender Mechanismus der Entwicklung des hochdifferenzierten Laacher See Magmas und der zonierten Abfolge wird auch von JASMUND & SECK (1964) postuliert, basierend auf geochemischen Untersuchungen an Kristallakkumulaten (sog. Gleesiten) aus den jüngsten Schichten des Vulkans. SIMON (1969) gelangt bei seiner geochemischen Analyse der hellen Laacher Bimse, Trachyte und Olivintrachyte zu einer equivalenten Deutung.

Sämtliche Arbeiten über den Laacher See Vulkan und die Differentiation des Laacher Magmas basieren auf der Annahme, die unteren Einheiten der Bimsablagerungen des Neuwieder Beckens

wurden aus verschiedenen, unabhängigen Zentren außerhalb des Laacher See Beckens eruptiert. In einer Reihe von sedimentologisch-vulkanologischen Arbeiten, in denen eine detaillierte stratigraphische Untergliederung der Laacher Abfolge entwickelt wurde (SCHMINCKE et al., 1973; STAPS, 1976; RISSE, 1976; BOGAARD, 1978 und SCHMINCKE et al, in Vorb.), konnten das Laacher See Becken als alleiniges Eruptionszentrum aller postglazialen Bims- und Ascheablagerungen des Neuwieder Beckens nachgewiesen werden. Dies ermöglicht eine petrologisch-geochemische Untersuchung dieser Gesteine unter einem gemeinsamen Gesichtspunkt bei gleichzeitig strenger stratigraphischer Kontrolle der analysierten Proben.

II. Die Laacher Pyroklastika

II.1 Verbreitung und Eruptionszentrum

Die Aschen des Laacher See Vulkans sind die in den Mooren und anderen Quartärsedimenten am weitesten verbreiteten pyroklastischen Schichten in Mitteleuropa (FRECHEN, 1976; SCHMINCKE et al., 1980; BOGAARD, in Vorb.). Aus plinianischen Eruptionssäulen wurde das Hauptvolumen an Bims- und Aschepartikeln in einem großen Streufächer nach NE transportiert. Feinste Aschen sind noch in 1.100 km Entfernung vom Laacher See in Bohrkerne aus der Ostsee bei Gotland nachzuweisen (BOGAARD, in Vorb.). Ein zweiter, kleinerer Fächer erstreckt sich vom Laacher See nach Süden. Reste können noch in 600 km Entfernung bei Turin gefunden werden (BOGAARD, in Vorb.). In der direkten Umgebung des Laacher See Vulkans wurde eine bis zu 50 m mächtige pyroklastische Serie aus Bimsfallablagerungen, unverschweißten Aschenströmen und phreatomagmatisch eruptierten Dünen - und Breckzienlagen abgelagert (Abb.2). Diese Abfolge läßt sich in drei Haupteinheiten (ULP, MLP, OLP), 20 Unter-einheiten (I - XX) und viele Einzelschichten untergliedern (s. SCHMINCKE et al., 1973; SCHMINCKE, 1974, 1977). Die detaillierte Kartierung dieser Schichten ermöglicht die Konstruktion von Isopachen- und Isopletenkarten. (STAPS, 1976),

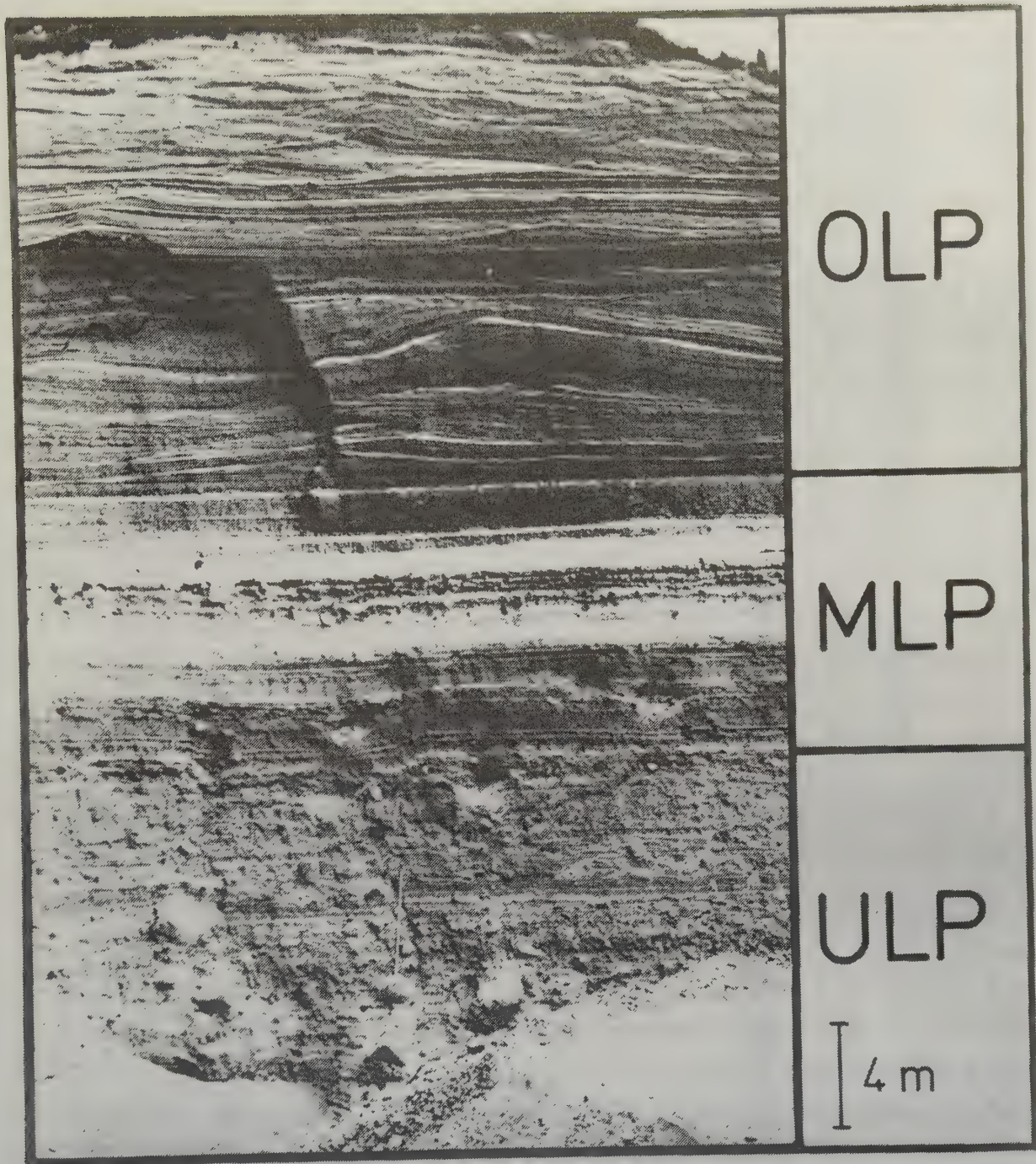


Abb.2: Aufschlußphoto der Laacher Pyroklastika, Lokalität Wingertsberg (Lok.1, Frühjahr 1981), 2,5 km S des Zentrums des Laacher See Beckens. Stratigraphische Unterteilung in ULP, MLP und OLP nach SCHMINCKE (1974, 1977).

RISSI (1976), SCHMINCKE (1977), BOGAARD (1978), SCHMINCKE et al. (1978), KNOOP (1981) und SCHMINCKE et al., in Vorb.) konnten zeigen, daß sich die Achsen der Isopachenfächer im Bereich des Laacher See Beckens schneiden. In der Nähe des Eruptionszentrums (Laacher See Becken) biegen die Fächerachsen von der in größerer Entfernung vorherrschenden E-W-Richtung nach N zum Laacher See hin um. Dies sind eindeutige Hinweise für ein gemeinsames Eruptionszentrum aller pyroklastischen Einheiten im Laacher See Becken. Die von FRECHEN (1976, 1981) postulierten vier Eruptionszentren außerhalb des Laacher See Beckens gehen im wesentlichen auf die Extrapolation der schlotfernen Richtungen der von ihm bestimmten Isopachenfächer zurück. MEYER & STETS (1981) fordern ebenfalls Eruptionszentren außerhalb der Umwallung des Laacher See Vulkans. Sie stützen sich dabei auf Untersuchungen an basanitischen und devonischen Fremdgesteinen. Die Argumente für isolierte Bimsvulkane im Bereich von Mendig, südlich des Laacher See Vulkans werden jedoch von SCHMINCKE (1977), SCHMINCKE et al., in Vorb.) entkräftet bzw. widerlegt.

II.2 Profilbeschreibung und Stratigraphie

SCHMINCKE (1977) unterteilte die Laacher Pyroklastika in drei Haupteinheiten (Abb.2): Untere Laacher Pyroklastika (ULP), Mittlere Laacher Pyroklastika (MLP) und Obere Laacher Pyroklastika (OLP). Die Unteren Laacher Pyroklastika sind - abgesehen von einer schlotnahen Fazies - fast ausschließlich Ablagerungen aus Bims- und Asche-reichen, windverdrifteten plinianischen Eruptionssäulen (gut sortierte Einzelschichten von Bimslapilli (Abb.3), Morphologie-unabhängige Mächtigkeit, die langsam aber kontinuierlich mit der Entfernung vom Eruptionszentrum abnimmt, STAPS, 1976). In Schlotnähe (1 - 2 km S des Laacher Sees), insbesondere im Mendiger Fächer (SCHMINCKE et al., 1973) finden sich neben den Bimsfallablagerungen fremdgesteinsreiche, phreatomagmatisch eruptierte Schichten mit Base surge Gefügen (z.B. metergroße Basaltblöcke mit und ohne Impaktgefüge, Hinweis für Horizontal-Transport, KNOOP, 1981). Die Einheit MLP besteht hauptsächlich aus Bimsfallab-



Abb.3: Gut sortierte Bimslapillischicht mit Überwiegend eckigen weißen Bimsen und dunklen Fragmenten von Schiefer und Basaltxenolithen (MLP). Photo H.-U.Schmincke.

lagerungen, sowie lokalen unverschweißten Bimsstromablagerungen (Unterer Brohltal-Traß, Traß von Meurin) sowie feinen Aschelagen (sog. Britzbänke), die z.T. lateral aus Bimsströmen hervorgehen (RISSE, 1976). Die Grenze zwischen MLP und OLP wird markiert durch den Übergang von Bimsfallablagerungen (Abb.2) zu phreatomagmatisch eruptierten, z.T. schräggeschichteten Base surge-Ablagerungen (SCHMINCKE et al., 1973; BOGAARD, 1978; s. Abb.2,4 und 7). In OLP wechseln schlecht sortierte Düneneinheiten mit relativ gut sortierten, groben Brekzienschichten (Abb.4) und massigen Stromablagerungen. Den Abschluß dieser pyroklastischen Abfolge bilden z.T. feingeschichtete oder massige Ascheschichten (Laminierte und Massige Silte, BOGAARD, 1978).

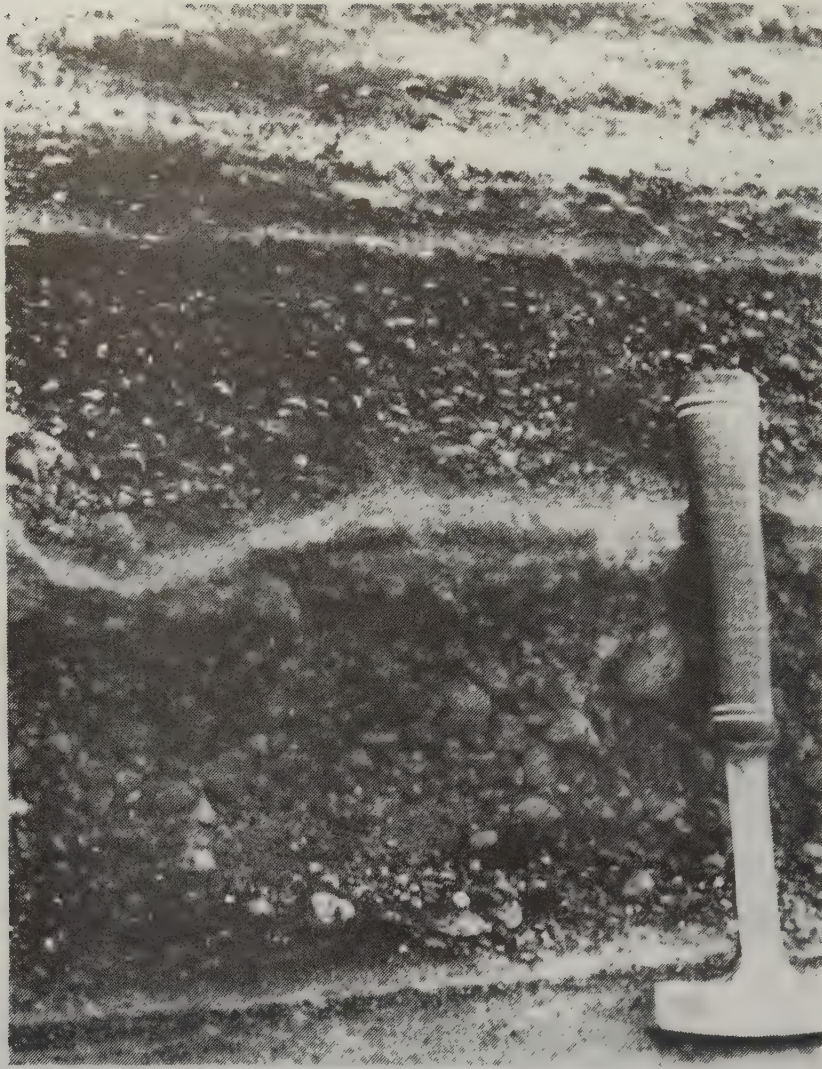


Abb.4: Mäßig sortierte OLP-Brekzienlagen B₉ und B₁₀, schlotnahe Fazies, Hammer als Maßstab. (Photo 11 aus BOGAARD, 1978) 1978).

II.3 Lithologische Zusammensetzung der Ablagerungen

Die Zusammensetzung der Laacher Pyroklastika variiert stark zwischen den einzelnen stratigraphischen Einheiten, dem Eruptionstyp der jeweiligen Schicht (plinianisch, phreatomagmatisch und alle Übergänge) sowie der Entfernung von Schlot und Fächerachse (Abb.3,4).

II.3.1 Komagmatische (phonolithische) Komponenten

Hochporöse, in ULP und MLP überwiegend weiße Bimse (Abb.5) sind die vorherrschende komagmatische Komponente der Laacher Pyroklastika. Das Porenvolumen schwankt zwischen 50 und 70 %.

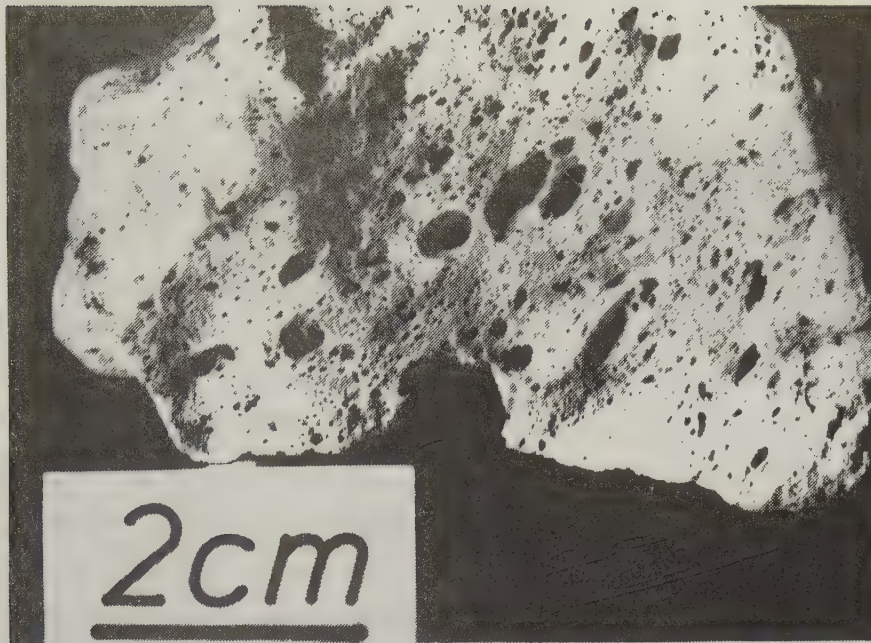


Abb.5: Weißer, hochporöser ULP-Bims (Probe 1017)

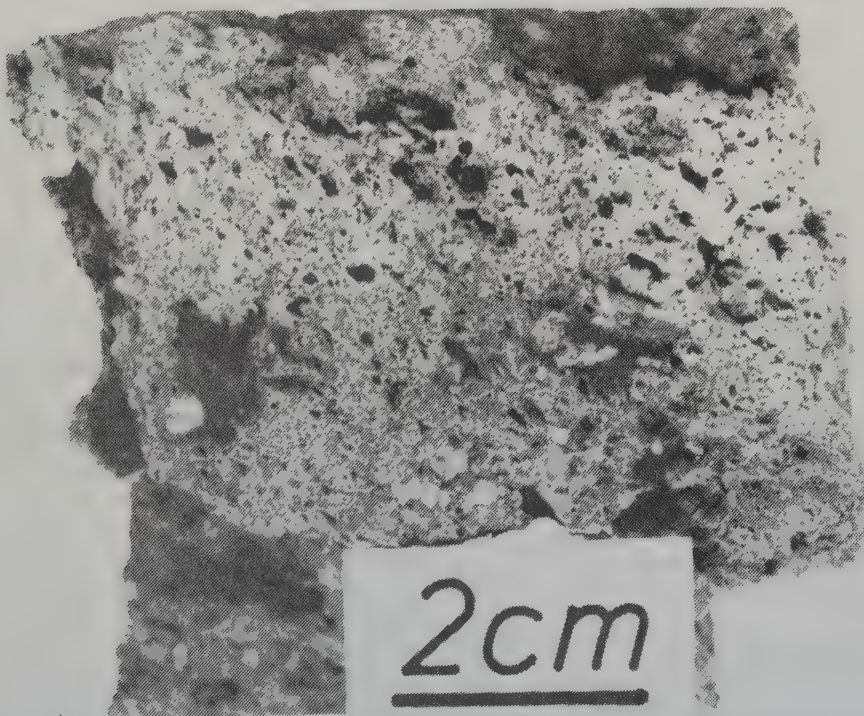
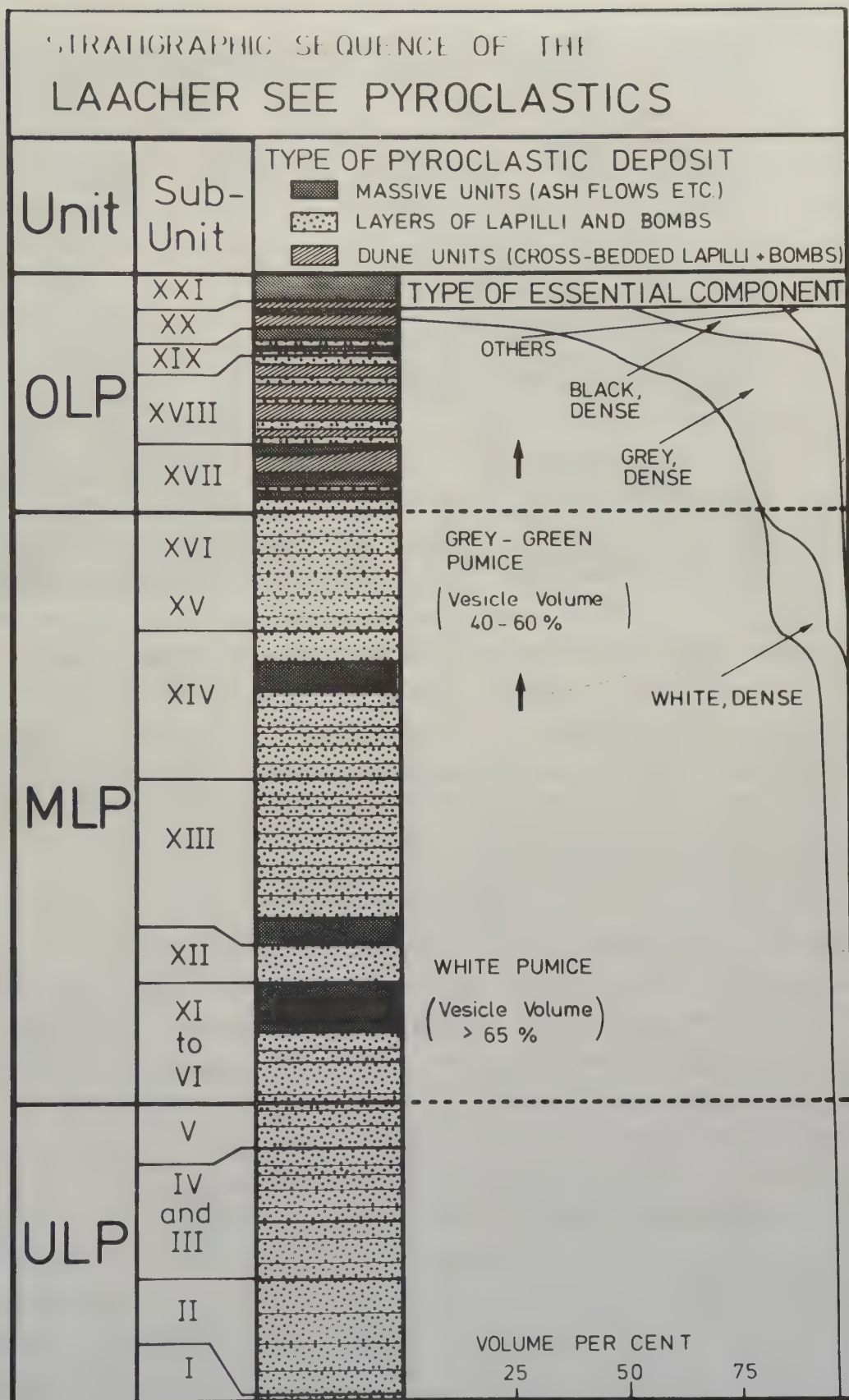


Abb.6: Grau-grüner OLP-Bims (Probe 1075) mit großen Feldspat- und Amphibol-Einsprenglingen.

wobei Form, Größe und Zahl der Poren unterschiedlich sein kann. Neben normalen grobporigen Bimsen (Abb.5) treten besonders in ULP Bimsklasten mit stark gebündelten Poren (Röhrenbimse) auf. Das schlierige Gefüge mancher Klasten deutet entweder auf die Verschweißung einzelner, z.T. noch blasiger Bimslapilli oder geht zurück auf eine Fließbänderung in dichtem Phonolith mit vielen Fremdgesteinen (Tafel A1, Appendix 6). ULP-Bimse sind im Durchschnitt etwas feinporiger als MLP-Bims. In den obersten MLP-Schichten und insbesondere in OLP findet sich ein weites Spektrum komagmatischer Klasten: Hellgrauer Bims, inhomogen-schlierige Bimse und hellgraue dichte Lapilli sind typisch für Schichten nahe der Grenze zwischen MLP und OLP. OLP-Bimse sind grau bis grünlich grau (Abb.6) mit Übergängen zu grau bis grauschwarzen, einsprenglingsreichen, dichten Fragmenten (Abb.7). Graue bis schwarze, Olivin führende Gesteine (s.Tafel A2, App.6) sind beschränkt auf die obersten OLP-Lagen (Olivintrachyte nach SIMON, 1969). Die aus Sedimentschlitzproben einer Schicht geschätzte mengenmäßige Verteilung der unterschiedlichen komagmatischen Gesteinstypen in den pyroklastischen Schichten ist in Abb.7 für die verschiedenen stratigraphischen Einheiten aufgetragen. Die Zonierung der pyroklastischen Abfolge von hellen, hochporösen Bimsen (ULP, Abb.5) nach dunklen, relativ dichteren Lapilli (Abb.6) beruht dabei z.T. auf der Verschiebung der relativen Anteile der verschiedenen Typen von einer Einheit zu nächsten (Abb.7). Zwischen den einzelnen Typen gibt es Übergänge, die weißen bis graugrünen Bimse sind jedoch (bis auf die obersten Schichten von OLP) stets die dominierende komagmatische Komponente. Die verschiedenen Bimstypen sind von STAPS (1976) und KNOOP (1981) (ULP), RISSE (1976) (MLP) und BOGAARD (1978) (OLP) beschrieben worden.

Abb.7: Schematisches stratigraphisches Profil der Laacher Pyroklastika und relative Häufigkeit unterschiedlicher komagmatischer Komponenten.



II.3.2 Fremdgesteine

II.3.2.1 Subvulkanite

FRECHEN (1979) beschreibt schwach poröse Gesteine mit grobkörnig-plutonischem Gefüge als Subvulkanite der Reihe Syenit-Monzonit, die er generell einer älteren Phase des Laacher See Magmatismus zuordnet (s. Tafel A3, App.6).

II.3.2.2 Devonische Gesteine und Basalte

Den Hauptanteil der Fremdgesteine werden von devonischen Schiefern, Grauwacken, Silt- und Sandsteinen sowie basaltischen Fragmenten gestellt (dichte, poröse und pyroklastische Basanite und Tephrite). Dagegen sind ältere palagonitisierte Tuffe, tertiäre Tone und Quarzkiesel selten. Die devonischen Schiefer sind häufig kontaktmetamorph verändert (Knotenschiefer oder partiell aufgeschmolzene bimsartige Buchite). Regionalmetamorphite (Glimmerschiefer) sind beschränkt auf OLP und erreichen ihre maximale Häufigkeit erst in den obersten Schichten dieser Einheit (BOGAARD, 1978).

II.3.3 Kristall-Akkumulate

Die Kristall-Akkumulate stellen mengenmäßig nur einen verschwindend kleinen Teil des pyroklastischen Sediments. Obwohl sie vermutlich vom Magma des Laacher See Vulkans gebildet wurden, werden sie hier vorläufig den Fremdgesteinen zugeordnet. Sie sind gekennzeichnet durch stark wechselnde Anteile der verschiedenen Minerale in einer glasig-brüchigen Grundmasse. Kumulatgesteine sind in OLP häufiger als in den stratigraphisch tieferen Einheiten. Makroskopisch lassen sich drei Haupttypen unterscheiden: relativ lockere felsische und mafische Akkumulate mit wechselnden Anteilen an intergranularem Glas ($\pm$ Poren) sowie dichte Glas- und Poren-freie Akkumulate. Die felsischen führen überwiegend Feldspat, zusätzlich Hauyn und wenig mafische Minerale (Abb.8). Die glasreichen mafischen Kumulatgesteine (Tafel A4, Appendix) haben relativ wenig Feldspäte und bestehen überwiegend aus Pyroxen und/oder

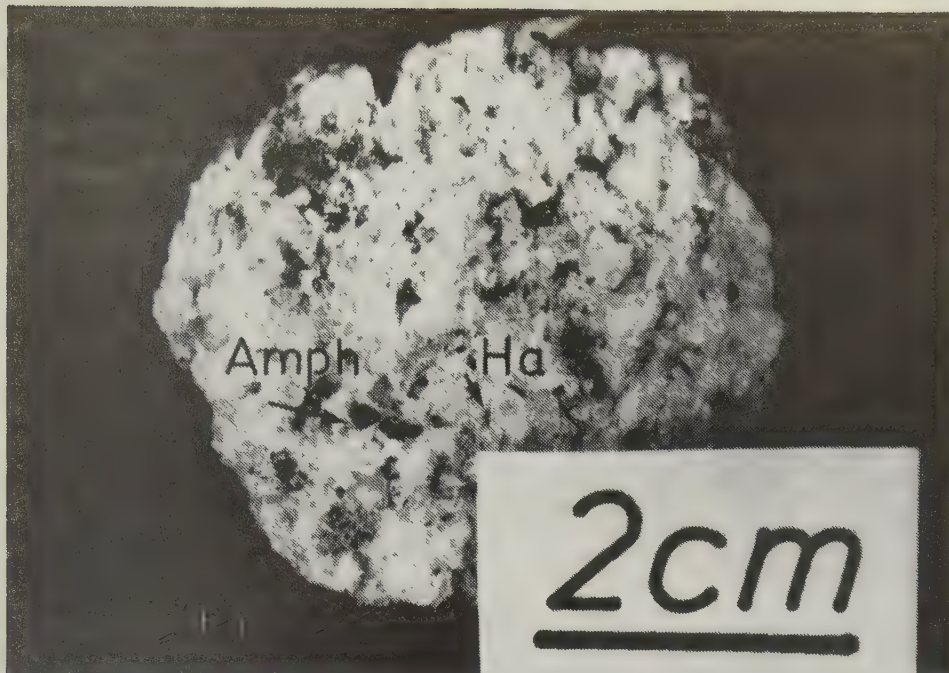


Abb.8: Feldspat-reiches, Hauyn- und Amphibol-haltiges Kumulatgestein (OLP 1075).

Amphibol. Abbildung 9 zeigt ein cpx-reiches mafisches Kumulat ohne Poren und Glasreste. Amphibole füllen hier den Porenraum zwischen den Pyroxenen. Sogenannte "Gleesite", kristallreiche Gesteine mit glasig-poröser Grundmasse gehören nach den Ergebnissen von JASMUND & SECK (1964) ebenfalls zur Gruppe der Kristall-Akkumulate. Einerseits gibt es zwischen den Akkulaten mit fast 100% Kristallen alle Übergänge zu den einsprenglingsreichen Bimsen, andererseits sind Zwischenglieder von Kumulaten und bestimmten Arten von Subvulkaniten zu beobachten. Das bedeutet, daß nicht alle Subvulkanite älter als der Laacher Phonolith sein müssen (s.o.).

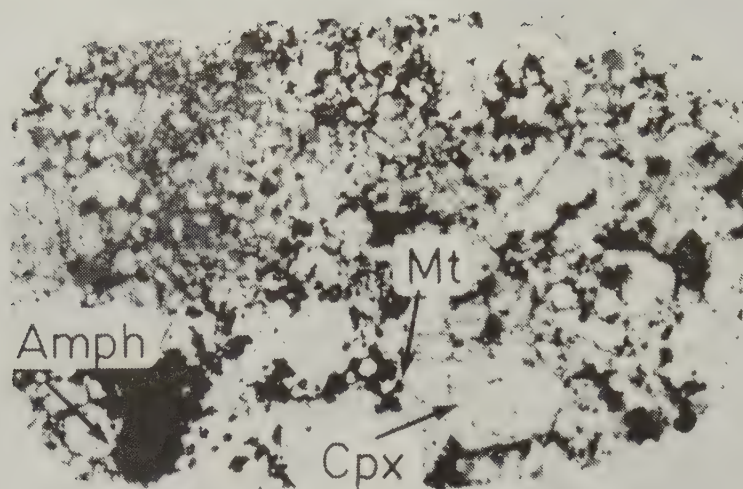


Abb.9: Dichtes, mafisches Pyroxenkumulat mit idiomorphem Magnetit (schwarz) in zwickelfüllenden Amphibolen (dunkelgrau). Bilddurchmesser 4 cm, Dünnschliffphoto im Durchlicht

Die hier nur qualitativ wiedergegebene lithologische Zusammensetzung der Laacher Pyroklastika wird in den Arbeiten von STAPS (1976), RISSE (1976), BOGAARD (1978), KNOOP (1981) und SCHMINCKE et al. (1980) auf der Basis sedimentpetrographischer Methoden quantitativ erfaßt und bezüglich Eruptionsmechanismen und Eruptionsvolumen ausgewertet und interpretiert.

II.4 Zusammenfassung: Evidenz für die Eruption aus einer oberflächennahen Magmakammer

Aus der lithologischen Zusammensetzung, der regionalen Verbreitung und der Eruptionsgeschichte der Laacher Pyroklastika lassen sich folgende Argumente für die Eruption des Laacher Phonoliths aus einem oberflächennahen Magmareservoir ableiten:

a) Isopachenkarten

Detaillierte Kartierungen einzelner Schichten der phonolithischen Pyroklastika des Neuwieder Beckens belegen eindeutig den Laacher See als alleiniges Eruptionszentrum. Das gesamte Magmenvolumen wurde also aus einem großen Magmensystem ge-

fördert.

b) Stratigraphie

Merkmale für Erosion und Bodenbildung, die einen Sedimentationshiatus andeuten könnten, fehlen. Daher wurde die pyroklastische Serie kontinuierlich ohne größere Förderpausen eruptiert und abgelagert.

c) Fremdgesteine

Xenolithe lassen sich genetisch in zwei Gruppen gliedern:

A) Für Gesteine, die während der Eruption in der Eruptionskammer und/oder entlang der Aufstiegswege fragmentiert und zusammen mit den übrigen Komponenten eruptiert wurden, ist

eine kontaktmetamorphe Überprägung dieser Gesteine durch das Magma nicht zu erwarten. Die große Mehrzahl der Xenolithe der Laacher Pyroklastika sind unveränderte devonische Schiefer und Basalte, die somit die Kruste oberhalb der Eruptionskammer repräsentieren.

B) Dagegen sind thermisch geprägte, aus Krustengesteinen hervorgegangene Knotenschiefer und teilweise geschmolzene Fremdgesteine ein Hinweis auf die Kontaktmetamorphose im Nebengestein eines Magmenreservoirs in der Erdkruste (WÖRNER et al., im Druck). Die meisten kontaktmetamorphen Knotenschiefer und Buchite gehen jedoch auf devonische Ausgangsgesteine zurück

BOGAARD (1978) ; WÖRNER et al., im Druck). Die wenigen Glimmerschiefer-Xenolithe sind ausnahmslos kontaktmetamorph geprägt.

Die Grenzzonen zwischen schwachmetamorphem Devon zu unterliegenden höhergradig metamorphen Krustengesteinen amphibolithfazieller Prägung liegt in einer Tiefe von 4 - 5 km (MEYER & STETS, 1975; WÖRNER et al., im Druck). Aus der stratigraphischen

Verteilung der Krustenxenolithe in der Laacher Abfolge sowie deren kontaktmetamorphen Prägungen schlossen BOGAARD & SCHMINCKE (1978) und WÖRNER et al., im Druck) auf ein Magamreservoir unter dem Laacher See Vulkan, das sich oberhalb der Grenzzone Glimmerschiefer/schwachmetamorphe Schiefer, somit in der devonischen Oberkruste befand. Daraus ergibt sich eine Maximaltiefe für das Magmareservoir von 4 - 5 km. Für das benachbarte, etwas ältere Magmensystem des Wehrer Kessels kann

auf der Basis von drei unabhängigen Methoden (Geologie und Petrographie und chemische Zusammensetzung von Krusten-Xenolithen, WÖRNER et al, im Druck; fluiden Einschlüssen in kontakt-metamorphen Mineralen, WÖRNER & MEDENBACH, in Vorb.; und phasenpetrologischer Untersuchungen, GRAPES, in Vorb.) auf eine Kontaktmetamorphose unter niedrigem Druck (1 - 2 kb) geschlossen werden. Damit befand sich unter dem Wehrer Vulkan ebenfalls eine oberflächennahe Magmakammer.

d) Chemische Zonierung

Zusammensetzung und Art der phonolithischen Bimse in den Laacher Pyroklastika zeigen von Schicht zu Schicht systematische und kontinuierliche Veränderungen (s. Kap.IV). Hinweise auf Förderpausen fehlen (s.o.). Eine solche Abfolge läßt sich gut mit der kontinuierlichen Eruption aller Einheiten aus einer chemisch zonierten Magmakammer erklären. Dagegen wäre die sukzessive Eruption von Schmelzen einer sich systematisch verändernden Zusammensetzung aus verschiedenen, mehr oder weniger unabhängigen Reservoirien bzw. direkt aus Mantel- oder Unterkrustenreservoirien in höchstem Maße unwahrscheinlich. Alle bislang bearbeiteten chemisch zonierten pyroklastischen Ablagerungen konnten auf der Basis vulkanologischer, geochemischer und geophysikalischer Untersuchungen aus einer oberflächennahen Magmakammer abgeleitet werden (z.B. SMITH & BAILEY, 1965: Bandelier Tuff, New Mexico/USA; LIPMAN et al., 1966: Rhyolithische Aschenströme in SW Nevada/USA; LIPMAN, 1967: Aso Vulkan, Japan; SCHMINCKE, 1969a: Ignimbrite auf Gran Canaria; HILDRETH, 1979: Bishop Tuff, California/USA).

In dieser Arbeit wird daher von folgendem vorläufigen Magmakammermodell (Abb.10) ausgegangen:

Alle Schichten der Laacher Tephra-Abfolge wurden aus einer Magmakammer in 3 - 6 km Tiefe unter dem Laacher See Vulkan gefördert. Nach einer vorläufigen Minimalschätzung beträgt das eruptierte Magmenvolumen etwa $5,3 \text{ km}^3$ (v.d.BOGAARD, mündl. Mitt. 1981). Im Rahmen der laufenden Dissertation (BOGAARD, in

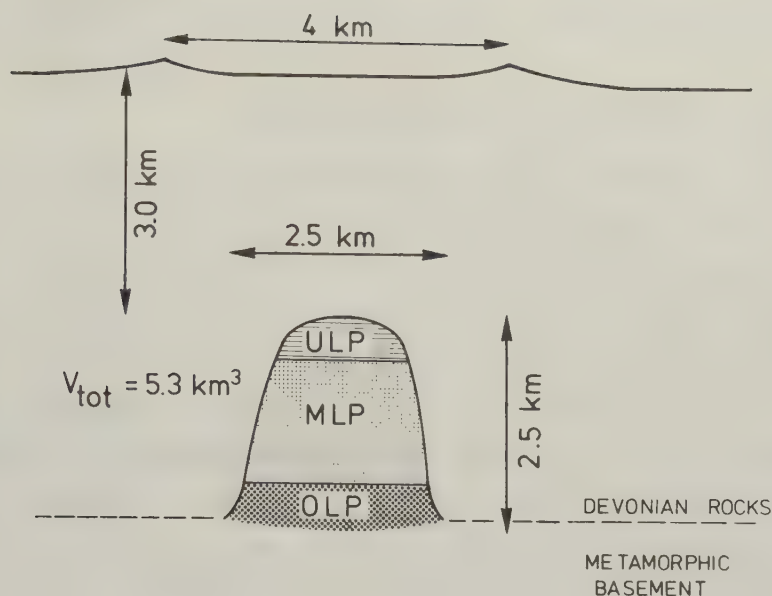


Abb.10: Vorläufiges Magmakammermodell für den Laacher See Vulkan auf der Basis von BOGAARD & SCHMINCKE (1978) SCHMINCKE et al.(1980) und vorläufigen Daten von BOGAARD (in Vorb.)

Vorb.) werden diese Volumendaten noch verfeinert und die Meßmethode detailliert erläutert werden. Bei der Eruption des Laacher See Vulkans wurde die oberste Magmenschicht zuerst gefördert und wird daher in den pyroklastischen Ablagerungen repräsentiert durch die unterste Einheit (ULP). Während der kontinuierlichen Eruption wurden zunehmend tiefere Schichten der Kammer entleert, sodaß MLP dem mittleren und OLP dem untersten Teil des Reservoirs entsprechen. Diese Umkehrung von Magmakammer- und Tephrastratigraphie entspricht dem Modell, das für die Eruption chemisch zonierter Ignimbrite entwickelt wurde (e.g. HILDRETH, 1979; SMITH, 1979). Bei der Beschreibung und Darstellung der chemischen Zonierung wird hier die stratigraphische Abfolge der Pyroklastika zugrundegelegt, während die Interpretation der Daten und die Entwicklung von genetischen Modellen auf der (umgekehrten) Abfolge der Magmaschichten in der Magmakammer beruht.

III. Gefüge und Modalbestand des Laacher Phonoliths

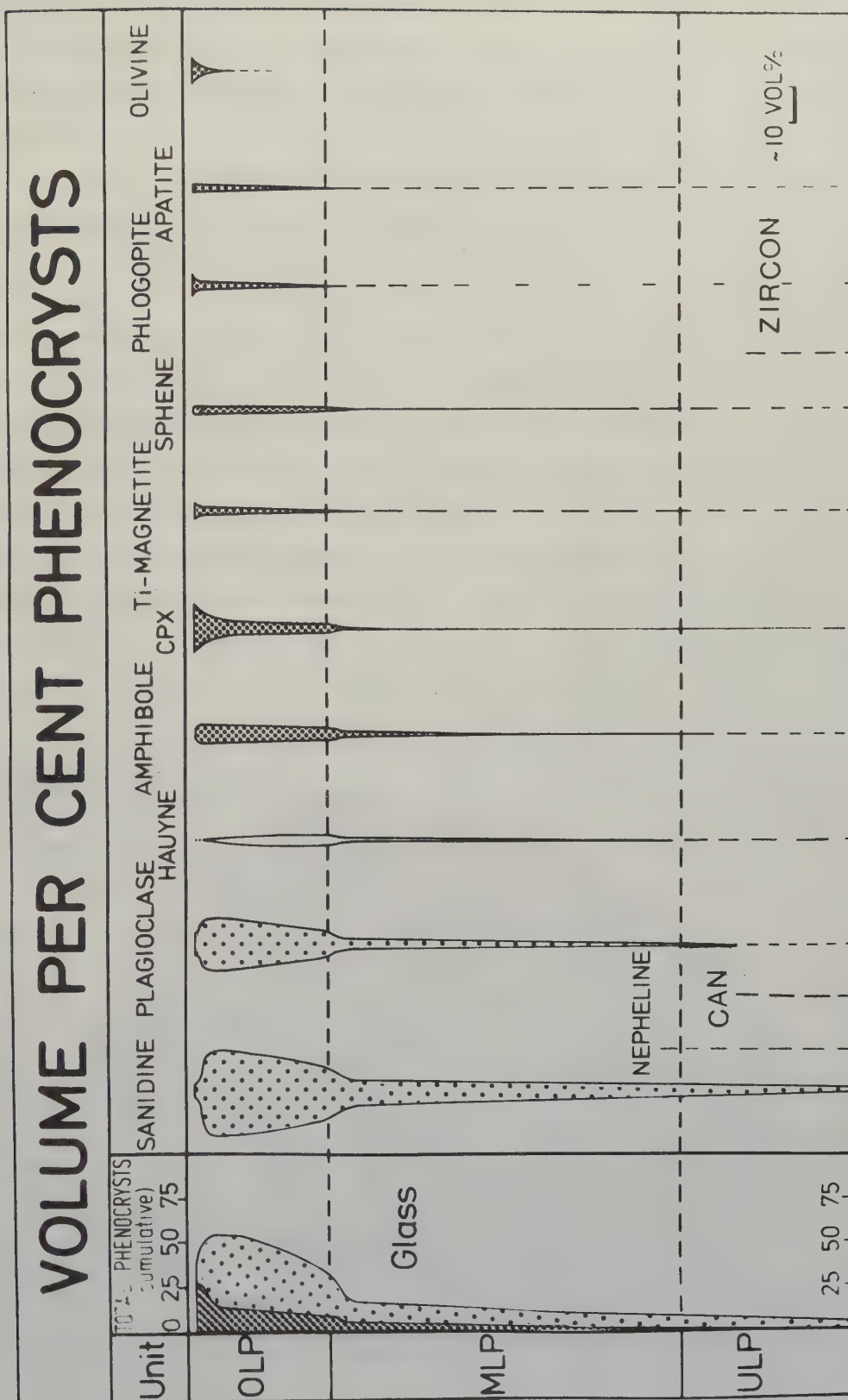
III.1 Petrographische Beschreibung

Die hier gegebenen Abschätzungen der Einsprenglingsgehalte des Laacher Phonoliths beruhen auf der semiquantitativen Mineraltrennung (App.1.2) und der Auswertung der erhaltenen Mineralfraktionen (Abb.11). Insbesondere für die Einsprenglingsarmen ULP und MLP Bimse erscheint diese Methode besser geeignet als das quantitative Auszählen von Dünnschliffen mit nur wenigen Einsprenglingen. Die Abschätzung des Modalbestandes der Mischgesteine sowie alle anderen in diesem Kapitel beschriebenen Beobachtungen basieren auf der petrographischen Bearbeitung einer großen Zahl von Dünnschliffpräparaten.

Anhand der petrographischen Zusammensetzung und des Gefüges komagmatischer Komponenten lassen sich fünf Hauptbereiche der Laacher Phonolith-Abfolge unterscheiden (s.Abb.7, 11, Tafel A5, Appendix):

a) Mineralgehalte in ULP-Bims liegen unter 5 Vol% (blasenfrei). Sanidin ist die dominierende Einsprenglingsphase, Plagioklas, Hauyn, Klinopyroxen, Amphibol und Titanit sind selten, Nephelin, Cancrinit und Zirkon treten nur in Spuren auf (s. Abb.11). Die Grundmasse besteht überwiegend aus hochporösem Glas (bis 70% Porenvolumen). Einsprenglinge sind idiomorph, lediglich Cancrinit zeigt deutliche Spuren einer Resorption durch die Schmelze. Gelegentlich sind einsprenglingsreiche grobblasige "Einschlüsse" von rundlich-tropfenartiger Form zu beobachten, die scharf gegen die farblose Glasmatrix der Bimse abgegrenzt sind. Die Einsprenglinge entsprechen in ihrer Ausbildung, abgesehen von der Ausbildung zweier Feldspatgenerationen, den normalen Einsprenglingen, ihre Grundmasse ist reich an Mikro einsprenglingen (Cpx und Fsp). Aus der abweichenden Modalzusammensetzung der Einschlüsse resultiert vermutlich eine, im Vergleich zum normalen Bims etwas mafischere, chemische Zusammensetzung ($\sim$ OLP?). Dichtes grünes

Abb.11: Die Häufigkeitsverteilung der Einsprenglinge in der phonolithischen Laacher Tephraabfolge. CAN. = Cancrinit



Glas als einzelne Klasten oder als Schlieren in dichten, hellgrauen Phonolith-Lapilli mit sonst mikrolithischer Matrix sind selten. Komplexe Lapilli, die aus mehreren verschweißten kleineren Klasten bestehen, sind ebenfalls selten, treten jedoch in einigen Schichten in ULP und UMLP gehäuft auf.

B) In MLP steigt der Einsprenglingsgehalt langsam aber kontinuierlich auf ca. 15 Vol% im oberen MLP (OMLP) an. Gefüge und Mineralgehalt sind ähnlich den Bimsen in ULP, Nephelin, Cancrinit und Zirkon fehlen. In den groblasigen MLP Bimsen ist besonders gut die Bimodalität der Blasendurchmesser zu beobachten: Große Blasen ($\emptyset$ bis 2 cm) sind unregelmäßig, meist oval geformt, während die zweite Blasenpopulation durch viele kleine, überwiegend rundliche Hohlräume repräsentiert wird.

Ein steiler Gradient des Einsprenglingsgehaltes markiert die Grenze zwischen OMLP und OLP, wobei die Mengen an mafischen Mineralen (Cpx, Amph, Sph, Mt) im Vergleich zu den Feldspäten relativ stärker zunehmen (Abb.11). In diesem Übergang treten dichte, graue Phonolith-Klasten mit 15 - 20 Vol% Einsprenglingen besonders häufig auf (Abb.7). Schlierige, dichtgrau und hellfeinporige Lapilli sind ebenfalls typisch für die stratigraphischen Einheiten im Übergang von OMLP nach OLP. Die Grundmasse der Bimslapilli weist im Vergleich zu den normalen ULP-MLP-Bimsen deutlich größere Mengen an feinen Alkalifeldspat- und untergeordnet Cpx-Mikrolithen auf. Dichter Phonolith hat wie in ULP-MLP eine nahezu holokristalline, mikrolithische Matrix. In dieser Übergangszone (OMLP) treten Lapilli von stark unterschiedlichem Einsprenglingsgehalt auf (Variationsbreite 10 - 30 Vol%). Der steile Anstieg der Mineralgehalte zwischen MLP und OLP (Abb.11) beruht lediglich auf Durchschnittswerten einer großen Anzahl von Bimslapilli. Ein Teil dieses Volumenzuwachses geht dabei auf die Verschiebung der Verhältnisse von einsprenglingsarmen zu einsprenglingsreichen Phonolith-Klasten zurück, die gleichzeitig eruptiert und abgelagert wurden.

In OLP steigen die durchschnittlichen Kristallgehalte der Bimse von ca. 25 Vol% auf ca. 50 - 60 Vol% an. Auch hier treten Bimse von unterschiedlichem Mineralgehalt und Gefüge auf

(s. Abb. 7, 11). Trotz dieser Variabilität an komagmatischen Komponenten kann der grau-grüne OLP-Bims wegen seiner großen Häufigkeit als "Phänotyp" einer jeweiligen OLP-Schicht definiert werden.

In den obersten, zuletzt geförderten Schichten treten neben den normalen Bimstypen (graugrüne Bimse und relativ dichte, graue Lapilli) zwei Olivin-haltige komagmatische Gesteinstypen auf: hell- bis dunkelgraue, dichte einsprenglingsreiche Lapilli und grauschwarze, für OLP z.T. ungewöhnlich feldspatarme Klasten (Abb. 11, 12). Neben dem Auftreten von Olivin sind sie weiterhin gekennzeichnet durch den Reichtum an mafischen Einsprenglingen und großen Pyroxen, Phlogopit - und seltener Amphibol- und Sanidin-Kristallen (Megakristalle) besonders in den grauschwarzen Gesteinstypen. Diese Megakristalle (Tafel A 5, Appendix) erreichen eine Größe von mehreren cm Durchmesser.

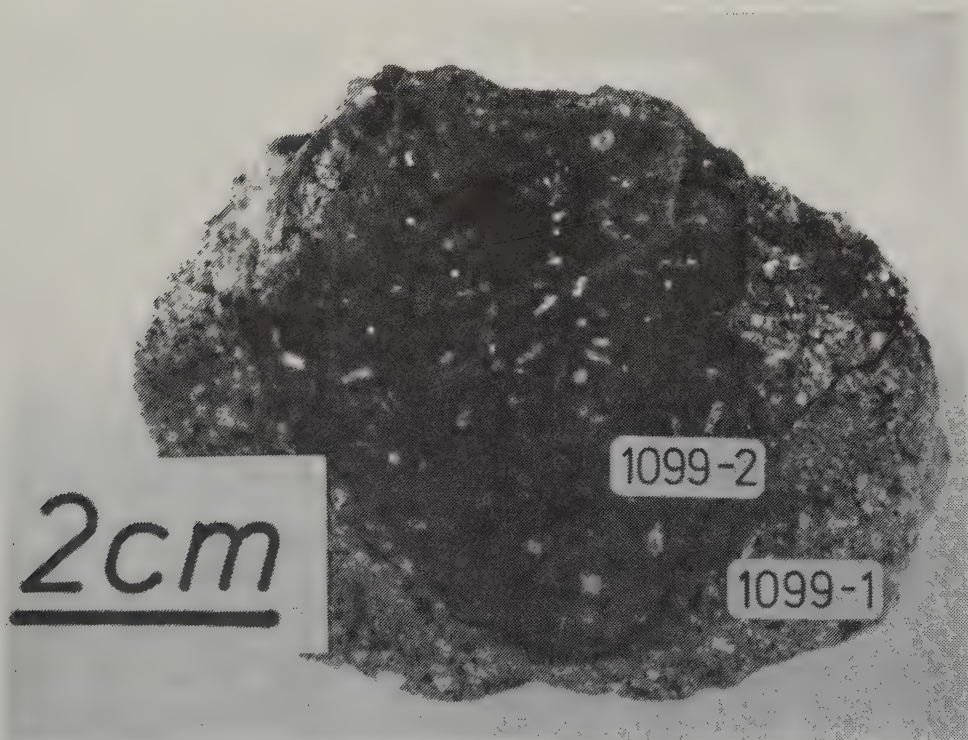


Abb. 12: Mischlapillus: ein feldspatreicher OLP-Phonolith (1099-1) ummantelt ein mafisches dunkles feldspatarmes Gestein (1099-2), vergleiche Tafel A 5, App. Die Übergänge sind fließend. Die dunkle Komponente selbst ist eine Mischlava mit ca. 70% Phonolith und 30% Basanit (s. Kap. VII.4).

Einzelne Olivin-Kristalle treten in zwei Varianten auf : makroskopisch sichtbare, bis 1,5 cm große, z.T. resorbierte Kristalle und kleine idiomorphe Mikroeinsprenglinge mit Picotit-Spinell-Einschlüssen. Zusätzlich kommt Olivin als Bestandteil von Olivin-Klinopyroxen-Gesteinsbruchstücken vor. Feldspat- und Amphibolkristalle zeigen besonders in den grauschwarzen Lapilli häufig gerundete Kristallkanten und sind offensichtlich resorbiert. Die Grundmasse der grauen olivinführenden Gesteine besteht überwiegend aus Alkalifeldspat, Plagioklas und Klinopyroxen und wenig farblosem Glas; Hauyn tritt gelegentlich in intensiv hellblau gefärbten Zwickelfüllungen auf. In der Grundmasse der dunklen Lapilli sind dagegen Feldspäte selten, Cpx, Phlogopit und braunes Glas bilden hier die Matrix. Die wenigen Blasen Hohlräume sind entweder unregelmäßig flach geformt mit "wurmartigen" Durchschnitten (graue Typen) oder zeigen Übergänge zu runden, regelmäßigen Formen (grauschwarze Typen). Zwischen den beiden Gesteinstypen gibt es Übergänge in Grundmassefarbe und Mineralgehalt. Außerdem treten einzelne Lapilli auf, die aus zwei Komponenten zusammengesetzt sind: hellgraues, feldspatreiches Material ummantelt mit einer relativ scharfen Grenze einen Olivin- und Cpx-reichen dunkleren Kern (Abb.12). Die Feldspateinsprenglinge sind wie die Amphibole, Pyroxen-Einsprenglinge, Titanite und Hauyne petrographisch (und chemisch, Kap.IV.3) identisch mit den Einsprenglingsmineralen in den normalen, hellen OLP-Bimsen. Daraus ergibt sich eine Vergesellschaftung von Einsprenglingen, die von der aller bekannten Vulkanite der Ostseifel abweicht und offensichtlich eine Ungleichgewichtsparagenese darstellt (Fo-reicher Olivin, Hauyn, Sanidin, verschiedene Cpx-Typen etc.), die sich in Resorptionserscheinungen an den Mineralen ausdrückt. Die mineralogische Inhomogenität einzelner Klasten (Abb.12), das große Spektrum gleichzeitig geförderter Komponenten (heller Bims, dichte graue, dichte schwarze einsprenglingsreiche/arme Lapilli) und die exotische Einsprenglingsvergesellschaftung deuten auf die Eruption chemisch/mineralogisch kontrastierender Schmelzen hin, die hier als das Resultat von einer mehr oder weniger vollständigen Mischung zweier Magmen

interpretiert wird. Die hybride Natur dieser Gesteine wurde schon von BRAUNS (1916), SCHÖRMANN (1960), SIMON (1969) und FRECHEN (1976) erkannt, jedoch wurde diese Deutung entweder auf die einsprenglingsreichen OLP-Bimse generell ausgedehnt oder nur im Sinne einer Assimilation von basaltischen Gesteinen verstanden.

III.2 Zusammenfassung: Zonierung der Laacher Pyroklastika, Gradienten in Mineralogie und Gefügemerkmalen

Die Merkmale der unterschiedlichen petrographischen Einheiten der Laacher Pyroklastika sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Übergänge zwischen diesen Einheiten sind fließend und gehen bei der Grenze OMLP/OLP und OLP/Mischgesteine im wesentlichen auf die gleichzeitige Eruption bzw. Ablagerung petrographisch unterschiedlicher Bimstypen zurück, wobei sich lediglich das Mengenverhältnis bzw. Mischungsverhältnis ändert. Die Größe der Einsprenglinge nimmt im stratigraphischen Profil von unten nach oben um eine bis zwei Größenordnungen zu (BOGAARD & SCHMINCKE, im Druck), lediglich die Durchmesser der Hauyneinsprenglinge erreichen im unteren OLP ein Maximum. Hauyn ist das einzige Einsprenglingsmineral, das sich neben der Häufigkeit und Kristalldurchmesser in Farbe und Ausbildung im stratigraphischen Profil systematisch verändert: Die kleinen ULP-Hauyne sind überwiegend farblos, klar oder milchig, seltener dagegen zeigen sie ihre typische blaue Färbung. Opak erscheinende Hauyne voller gitterförmiger Einschlüsse treten neben den o.g. Typen erst im unteren MLP (UMLP) auf. Hier findet sich die größte Variabilität an Hauynkristallen. Im oberen MLP und in OLP sind die Hauyne überwiegend blaßblau und klar oder graublau und milchig gefärbt. Schwarze und farblose klare Hauyne treten in OLP nicht mehr auf, jedoch können in den grauen, dichten holokristallinen Phonolith-Lapilli intensiv hellblau gefärbte Hauyne als Zwickelfüllungen ausgebildet werden (s.o.).

Die anderen Einsprenglingsminerale zeigen keine systematischen Veränderungen ihrer optischen Eigenschaften in Abhängigkeit der stratigraphischen Position der Probe. Die quanti-

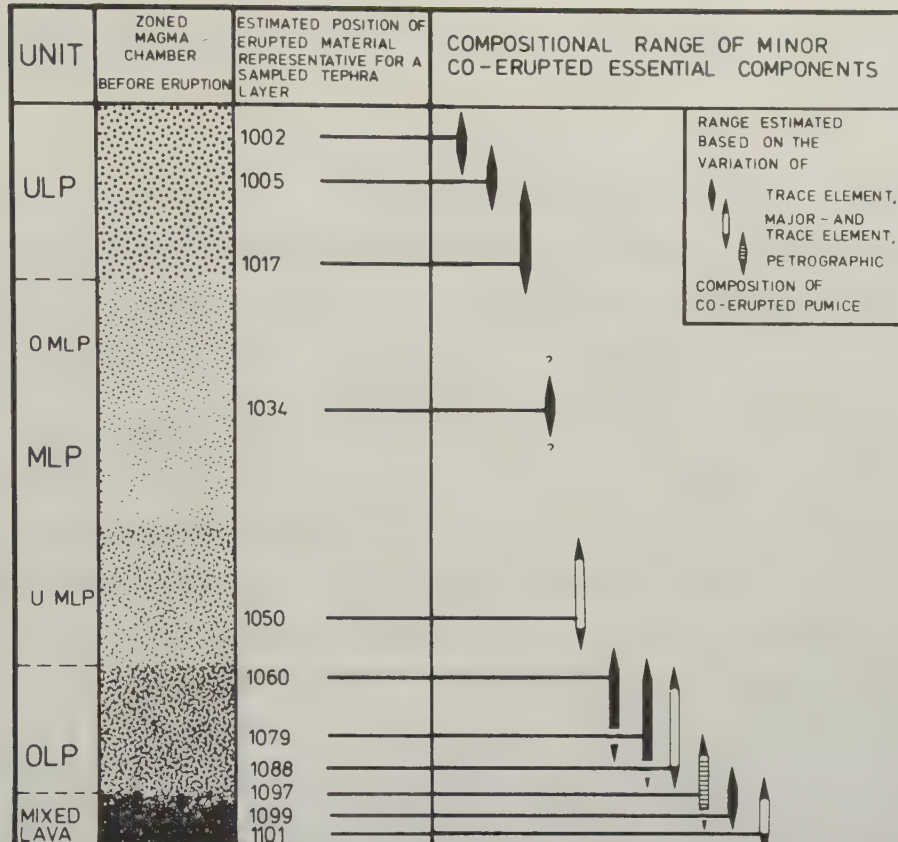
Tab. 1: Petrographische Hauptmerkmale des Laacher See Phonoliths

Einheit	Einsprenglinge (Vol. %)	Grundmasse	Blasen (Vol.%)	Blasenform
Mischlaven	10 - 55	mikrokristallin (Cpx, Phlog, Ol Glas)	generell: 0 - 10	unregelmäßig, wurmartig bis kugelig
OLP	30 - 50	Fsp + Cpx - Mikrolithe in ± glasiger Matrix	10 - 30	unregelmäßig, wurmartig bis rund
OMLP	10 - 25	meist glasig, nur wenige Mikrolithe	45 - 55	oval (große) bis kugelig (kleine), seltener unregelmäßige Formen
UMLP	5 - 10	glasig, sehr wenige Mikrolithe	ca. 60	oval (große) Kugelig (kleine), Röhrenbims
ULP	1 - 5	- " -	bis 65	- " -

tative Untersuchung von Schwermineralen im Laacher Phonolith und der Aschefraktion der Tephra (BOGAARD, 1978, FRECHEN, 1976 ; KNOOP, 1981; BOGAARD & SCHMINCKE, im Druck und BOGAARD, in Vorb.) ergibt systematische Veränderungen in der Schwermineralzusammensetzung (e.g. Cpx: Amph: Sph) in den unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten. BOGAARD & SCHMINCKE, im Druck) konnten zeigen, daß das Cpx/Amphibol-Verhältnis entscheidend von der Korngröße der Einsprenglinge abhängt. So ergibt sich für kleine Kristalldurchmesser ein sehr viel höheres Cpx/Amph-Verhältnis als bei den größeren Einsprenglingen. Das Pyroxen-Amphibol-Verhältnis in der Aschenmatrix hängt darüberhinaus fast ausschließlich von der Menge an Basalt-Fremdgesteinen im Sediment ab (BOGAARD, 1978; BOGAARD & SCHMINCKE, im DRUCK). Die von FRECHEN (1976) zur Korrelation einzelner Einheiten und zur Darstellung der mineralogischen Zonierung verwendeten Sediment Cpx/Amph-Verhältnisse sind zu diesem Zweck also ungeeignet (BOGAARD & SCHMINCKE, im Druck). Im Gegensatz zu einer Interpretation von FRECHEN (1976), nachdem die Cpx/Amph - Verhältnisse der Aschefraktion des pyroklastischen Sediments die Mineralverteilung der Magmasäule wieder spiegeln, ergeben sich hier und bei BOGAARD & SCHMINCKE (im Druck) in den kommagmatischen Phonolithen von ULP nach OLP steigende Cpx/Amph-Verhältnisse für Korngrößenfraktionen, die den Einsprenglingsdurchmessern entsprechen. Aus der Zonierung der mineralogischen Zusammensetzung der Laacher Tephra Ablagerungen läßt sich auf eine Magmakammer unter dem Laacher See Vulkan zurückschließen, die vor ihrer Eruption mineralogisch zoniert war: Die obersten Magmaschichten bestanden aus hochdifferenzierter, kristallarmer Schmelze. Nephelin-, Zirkon- (und Cancrinit-?) Einsprenglinge treten nur im Dachbereich der Magmakammer auf, während Sanidin, Plagioklas, Hauyn und die mafischen Einsprenglinge in allen Bereichen der Magmakammer vertreten sind. Der Durchmesser der Kristalle und ihre Konzentration in der Schmelze nimmt nach unten stetig zu. Entlang einer vermutlich recht scharfen Grenze wird sie von einem Kristallbrei unterlagert, der mit zunehmender Tiefe noch mineralreicher wird. An der Unterseite dieser Magmaschicht mischt sich der Kristallbrei mit einer basischen Schmelze (Basanit), die neben Olivin große Mengen an Megakristallen führt. Der höhere

Blasengehalt von ULP/MLP Bimsen, relativ zu den OLP Lapilli, deutet möglicherweise auf einen höheren Gehalt an flüchtigen Bestandteilen im oberen Bereich dieser Magmakammer hin. Während der Eruption und Entleerung dieses Reservoirs werden die einzelnen Magmaschichten geringfügig miteinander vermischt, zusammen gefördert und abgelagert. Daraus ergibt sich einmal die chemisch zonierte Abfolge der Laacher Pyroklastika, andererseits resultiert daraus das in einer Schicht anzutreffende Spektrum an chemisch und petrographisch unterschiedlichen Bimsfragmenten (Abb.13). Die Beimischung von älterem pyroklastischem Material während der Ablagerung einer neuen Schicht kann weitgehend ausgeschlossen werden, da dann die Zusammensetzung in einer Schicht vermutlich in noch weiteren Grenzen variieren würde und besonders bei den hocherosiven Ablagerungsmechanismen in OLP die unterste OLP-Schicht sehr viel Bimse von OMLP-Zusammensetzung enthalten sollte (vgl. Abb.13). Gegen Ende der Eruption steigt bei der Förderung der Mischgesteine das Mengenverhältnis Basanit - Phonolith immer stärker an, so daß zuletzt neben Mischgesteinen und Phonolith sehr viele Gesteine von nahezu basanitischer Zusammensetzung eruptiert werden (s.Kap.VII.4).

Abb.13: Variationsbreite der petrographisch-chemischen Zusammensetzung der komagmatischen Lapilli einer Schicht (1002, 1017...etc.). Die verschiedenen Bereiche der Magmakammer (s.o.) vor der Eruption sind in unterschiedlichen Signaturen wiedergegeben. Zur Konstruktion des z.T. hypothetischen Diagramms wurden bis jetzt noch nicht behandelte chemische Analysen miteinbezogen (s. Kap. IV).



IV. Gesteine und Mineralchemie

IV.1 Hauptelemente, Gesamtgesteine und Matrix

IV.1.1 Gesamtgesteine

Von 15 einzelnen Schichten der Laacher Pyroklastika wurden z.T. mehrere Bimstypen ausgewählt und ein repräsentativer Durchschnitt der einzelnen Typen chemisch analysiert. Die Analysemethoden (Röntgenfluoreszenz-Analyse, RFA und spektrometrische Analysen) sind in Appendix 2.1-3 beschrieben. Es war das Ziel der Probenauswahl, ein möglichst enges Probenraster besonders dort zu haben, wo nach der Veränderung der petrographischen Zusammensetzung auch chemisch unterschiedliche Gesteine zu erwarten waren (z.B. OMLP/OLP, Mischgesteine). Die Proben einer Schicht erhielten von ULP nach OLP aufsteigende Nummern (100 -1101). Der Zusatz xxxx-1 oder xxxx-2

bezeichnet petrographisch unterschiedliche Proben aus einer Schicht.

IV.1.1.1 Nomenklatur und Vergleich

Nach der chemischen Zusammensetzung und aus der Analyse berechneten CIPW-Normen (Tab. 2a, Appendix) sind die Laacher Bimse hoch bis mäßig differenzierte Phonolithe (Differentiationsindex D.I. = 75 - 92, normativer Nephelingegehalt Ne = 10 - 28%, Klassifizierung nach SCHMINCKE & FLOWER, 1974; COOMBS & WILKINSON, 1969). Die in der Literatur z.T. noch verbreiteten Namen Laacher Trachyt, Trachyt-Tuffe, Olivin-Trachyt etc. beruhen auf den relativen Gehalten an hellen Einsprenglingsmineralen und lassen die Zusammensetzung von 50 - 99% an gläseriger Grundmasse in diesen Gesteinen außeracht. Die Mischgesteine in den obersten Lagen von OLP haben in der Literatur die verschiedensten Namen erhalten: Olivintrachyt (BRAUNS, 1916; SIMON, 1969), Latit (SCHÄFER, 1939), Migmatit (SCHÜRMANN, 1960), Tephrit (FRECHEN, 1976). Die Vielzahl der Namen spiegelt zum einen die extreme Heterogenität dieser Gesteinsgruppe wieder, zum anderen läßt sich daraus auf die Unsicherheit und die vielen Möglichkeiten der Interpretation dieser Gesteine schließen (s.o.). Auf der Basis petrographischer Beobachtungen, chemischer Analysen von Gesamtgestein und Mineralen sowie auf der Basis von Massenbilanzrechnungen (s.Kap.VII.4) werden diese Gesteine hier als das Produkt der Vermischung zweier chemisch kontrastierender Magmen interpretiert und generell als Mischlava oder Mischgesteine angesprochen. Eine weitergehende Benennung einzelner unterschiedlicher Glieder dieser Reihe von Gesteinen ist nicht sinnvoll.

Phonolithische Laacher See Bimse wurden von SIMON (1969), STAPS (1976), FRECHEN (1976) und KNOOP (1981) chemisch analysiert. Lediglich die Proben von STAPS (1976) und KNOOP (1981) sind stratigraphisch kontrolliert (beide nur Schichten innerhalb ULP). Bis auf den Unterschied im $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis (s. App. 2.1) stimmen die hier analysierten ULP-Proben gut mit den Daten von STAPS und KNOOP überein. Ein

direkter Vergleich mit den Analysen SIMONS und FRECHENS ist nicht möglich, da ihre Proben nicht einer bestimmten Unter-einheit (I - XX, s.Kap.II.2) zugeordnet werden können. Dies ist aber in Anbetracht der chemischen Zonierung (s.Kap.IV.1.1.2) der Laacher Pyroklastika eine entscheidende Voraussetzung für einen Vergleich von chemischen Analysen. Umgekehrt könnten auf der Basis der vorliegenden Untersuchung die von SIMON (1969) und FRECHEN (1976) publizierten Analysen in das stratigraphische Profil der Laacher Pyroklastika eingeordnet werden. Für die Darstellung und Interpretation, insbesondere der Variation der chemischen Zusammensetzung der zonierten Abfolge sind besonders die Proben bzw. Analysen am besten geeignet, die im Gelände unter den gleichen Gesichtspunkten gesammelt, aufbereitet und nach identischen Methoden unter Verwendung derselben Standards analysiert wurden. Aus den oben genannten Gründen wird daher auf einen weiteren Vergleich zwischen den chemischen Analysen dieser Arbeit und den Analysen von SIMON (1969), STAPS (1976), FRECHEN (1976) und KNOOP (1981) verzichtet.

Die chemische Zusammensetzung des Laacher Phonoliths ähnelt den Phonolithen der Auvergne und des Somma-Vesuv-Vulkans (VARET, 1969; BARBERI et al, im Druck) und den jungen Phonolithen Gran Canarias. Die Analyse eines Hauynphonoliths der Roque Nublo Gruppe/Gran Canaria (SCHMINCKE, 1976) entspricht, abgesehen von kleinen Unterschieden im TiO_2 und Chlor, nahezu vollständig einer UMLP-Zusammensetzung (Nr. 1034 - 1026, bzw. 1044 M, Tab.2, App.). Dagegen sind die Phonolithe des Vesuv noch Kalium-betonter als der Laacher Phonolith und haben bei gleichem MgO -Gehalt etwas höhere CaO - und Al_2O_3 -, jedoch niedrigere Eisen- und Titan-Gehalte.

Der Laacher See Phonolith steht damit in seinem Charakter zwischen den Vesuv-Phonolithen von BARBERI et al (im Druck) und den höherdifferenzierten Varianten der Plateau- und Anorthoklas-Phonolithe (NASH et al, 1969; LIPPARD, 1973; PRICE & CHAPPELL, 1975). Die große Ähnlichkeit des Laacher Phonoliths zu einem Phonolith aus gänzlich anderem geotektonischem Milieu (Kontinentale Alkaliprovinz/Ozeaninsel) ist verblüf-

fend und fordert einen mehr systematischen und umfassenderen Vergleich phonolithischer Gesteine heraus, der über den Rahmen dieser Arbeit hinausgeht.

IV.1.1.2 Die chemische Zonierung der Laacher Pyroklastika, Hauptelemente

Mit der Ausnahme von SiO_2 und Al_2O_3 zeigen alle Hauptelemente systematische und signifikante Variationen innerhalb der Laacher Pyroklastika und eine enge Beziehung zur mineralogischen Zonierung (Tab.2, App., Abb.11,14). Die Änderung der chemischen Zusammensetzung der Proben innerhalb der stratigraphischen Abfolge ist in Abbildung 14 dargestellt. Dabei sind die

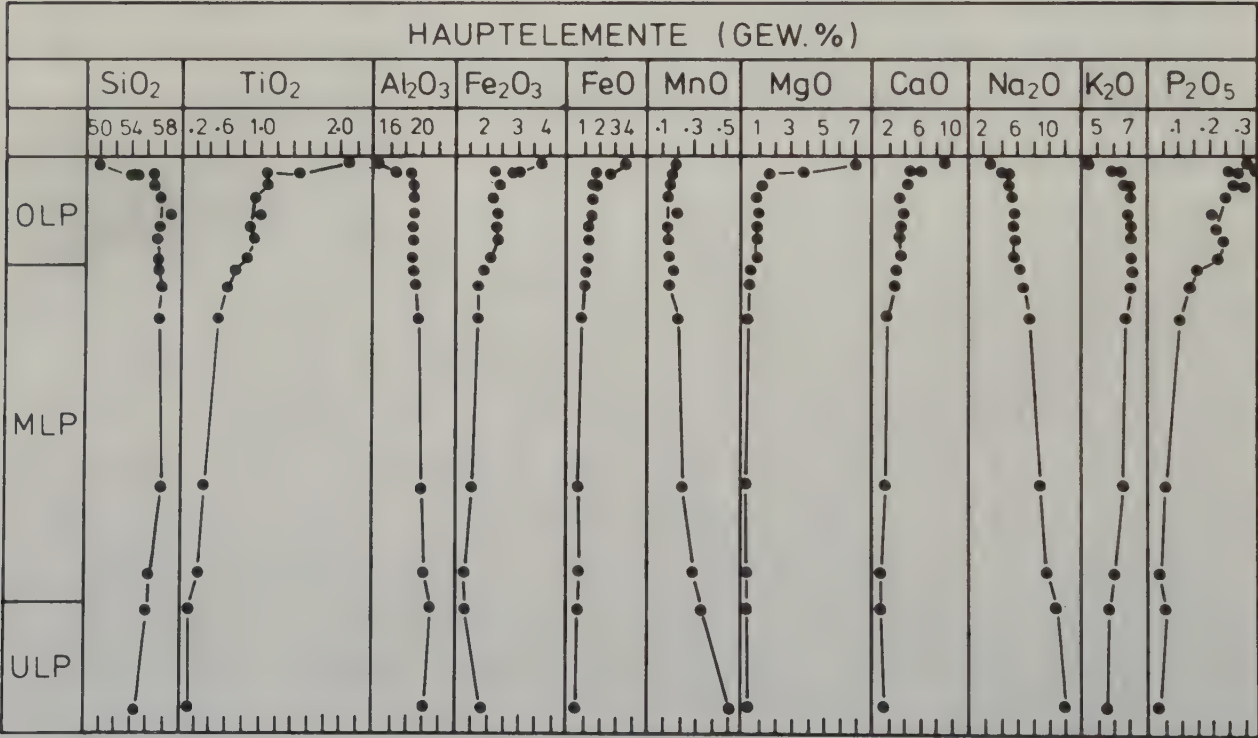


Abb.14: Hauptelementgradienten der Laacher Pyroklastika im volumennormierten stratigraphischen Profil.

Analysen nicht gegen die stratigraphische Position aufgetragen, sondern gegen ein Volumen-normiertes Profil (Volumenabschätzungen nach früheren vorläufigen Daten und SCHMINCKE et al (1980). Je nach der Position der beprobten Lokalität relativ zur Fächerachse der Schichtisopachen kann einmal die eine, mal die andere Einheit in ihrer Mächtigkeit überwiegen bzw. unterrepräsentiert sein. Auch die Auftragung gegen ein nur qualitativ Volumen-normiertes Profil gewährleistet eine bessere Kontrolle über die chemischen Gradienten innerhalb und zwischen den einzelnen Magmaschichten. ULP-Bimse sind gekennzeichnet durch hohe Alkali-Gehalte ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 16,5 - 15,8$) mit $\text{Na} > \text{K}$. SiO_2 erreicht in ULP die niedrigsten Werte der gesamten Folge (ausgenommen Mischgesteine OOLP), während Aluminium mit etwa 21% die höchsten Werte aufweist. Außer Mangan sind alle mafischen Oxide in ULP stark verarmt, insbesondere Magnesium (0,07 - 0,11%) zeigt extrem niedrige Werte. Alle ULP-Proben sind nach der Definition von SHAND (1933) als agpaitische, peralkalische Phonolithe zu bezeichnen ($\text{Na} + \text{K}/\text{Al} > 1$ und $\text{Na} + \text{K}/6 \text{ Si} > 1$). Der Differentiationsindex liegt für alle ULP-Proben über 90 (Tab. 2a, App.). Die Abfolge innerhalb von MLP kann, wie bei der petrographischen Unterteilung, in zwei Untereinheiten getrennt werden: In den unteren MLP-Schichten (Proben 1024, 1034; D.I. 90, s. Tab. 2a) zeigen die Elemente, die in ULP deutlich angereichert werden, schon eine leicht nach ULP ansteigende Tendenz (s. Abb. 14). Andere Oxide (z.B. MgO , CaO), die in ULP stark verarmt sind, weisen auch in UMLP schon sehr geringe Konzentrationen auf. In OMLP steigen diese Elemente (MgO , CaO , FeO etc.) langsam an, während SiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O , K_2O relativ konstant bleiben. Darüberhinaus markiert der Übergang von UMLP nach OMLP den Wechsel von agpaitischer ($\text{Na} + \text{K}/\text{Al} > 1$ und $\text{Na} + \text{K}/6 \text{ Si} > 1$) nach miaskitischer Zusammensetzung ($\text{Na} + \text{K}/\text{Al} < 1$, $\text{Na} + \text{K}/6 \text{ Si} > 1$). Die Unterteilung von MLP in eine untere UMLP und eine obere OMLP Einheit ist auch mit allen anderen geochemischen Kriterien (Spurenelemente, Glaseinschlüsse etc.) sowie bei der Untersuchung der Schwermineral-Verteilung in Bims- und Sedimentproben nachvollziehbar (v.d. BOGAARD, pers. Mitt., 1981). Vergleicht man diese Unter-

teilung der MLP mit der stratigraphischen Abfolge der verschiedenen pyroklastischen Gesteine, so fällt auf, daß an der Grenze UMLP/OMLP, zumindest im beprobten Profil, ein Übergang von Aschenstrom-betontem (UMLP) zu Air-Fall-dominiertem (OMLP) Ablagerungs- (Eruptions-)Mechanismus festzustellen ist.

In OMLP vollzieht sich der Wechsel zur deutlich mafischeren OLP-Zusammensetzung: MgO , CaO , FeO_{tot} , TiO_2 und P_2O_5 , aber auch K_2O steigen hier stark an, während Na_2O und SiO_2 leicht abfallen, Al_2O_3 aber konstant bleibt. Dieser Übergangsbereich im oberen OMLP läßt sich korrelieren mit den hier signifikant ansteigenden Einsprenglingsgehalten (s.Kap.III.1 und Abb.14) und der zunehmenden Inhomogenität der geförderten komagmatischen Komponenten (Abb.7).

Die Gradienten an der Grenze OMLP/OLP sind sehr steil und lassen sich fast mit dem extremen chemischen Kontrast in den Bimsströmen vom Mt.Mazama/Crater Lake (WILLIAMS & GOLES, 1969; RITCHIE, 1980) oder dem chemischen Kontrast der Eruptionsprodukte des Paricutin vergleichen (WILKOX, 1954; McBIRNEY, 1980). Die mechanische Vermischung von OMLP und OLP-Komponenten kurz vor und/oder während der Eruption und Ablagerung dieser inhomogenen Bimsschichten kann eine möglicherweise ursprünglich existierende, noch schärfere Grenze verwischt haben (vgl. Kap.III, Abb.13). OLP-Bimse gleichen Typs (grau-grüner Bims, Abb.6) sind chemisch relativ einheitlich, trotz der in OLP weiter leicht steigenden Einsprenglingsgehalte (Abb.11). Typische SiO_2 -Gehalte schwanken zwischen 56,5 und 57,5 Gew.%. Al_2O_3 ist praktisch konstant um 19%, die MgO -Werte liegen bei 0,6 - 0,8% CaO um 3,5 - 3,7%, Na_2O und K_2O bei 5,7 - 5,3 bzw. 7,0 - 6,9%. Auch TiO_2 , FeO_{tot} und Mangan-Gehalte variieren im Vergleich zur Grenze OMLP/OLP nur wenig. Der Differentiationsindex der OLP-Bimse liegt mit 76 - 80 deutlich unter dem von MLP und ULP, außerdem sind OLP-Zusammensetzungen weit weniger alkalisch ($Na + K/Al < 1$, $Na + K/6 Si > 1$). Aus einigen OLP-Schichten wurden mehrere, petrographisch unterschiedliche Proben analysiert (unabhängig von der Analyse der Mischgesteine). Dabei ergeben sich meist geringfügige, aber signifikante Unterschiede in den Hauptelementen (s.u.). Helle Bimse

von den OLP-Basisschichten (Probe 1060-4, Tab.2, Appendix) zeigen deutlich OMLP-Charakter, der unterschiedliche Einsprenglingsgehalt anderer OLP-Proben wirkt sich möglicherweise leicht auf die CaO -, MgO - und FeO_{tot} -Gehalte aus (vgl. Abb.13). Die Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Laacher Phonoliths in Abhängigkeit vom MgO -Gehalt und in Beziehung zu den Basaniten und Tephriten der Osteifel (DUDA & SCHMINCKE, 1978) ist in Abbildung 15 und 16 in MgO -Oxid-Variationsdiagrammen dargestellt. Zwischen dem Feld der Basanite und Tephrite einerseits und der Zusammensetzung der Laacher Phonolithe andererseits existiert eine Lücke (2 - 4% MgO).

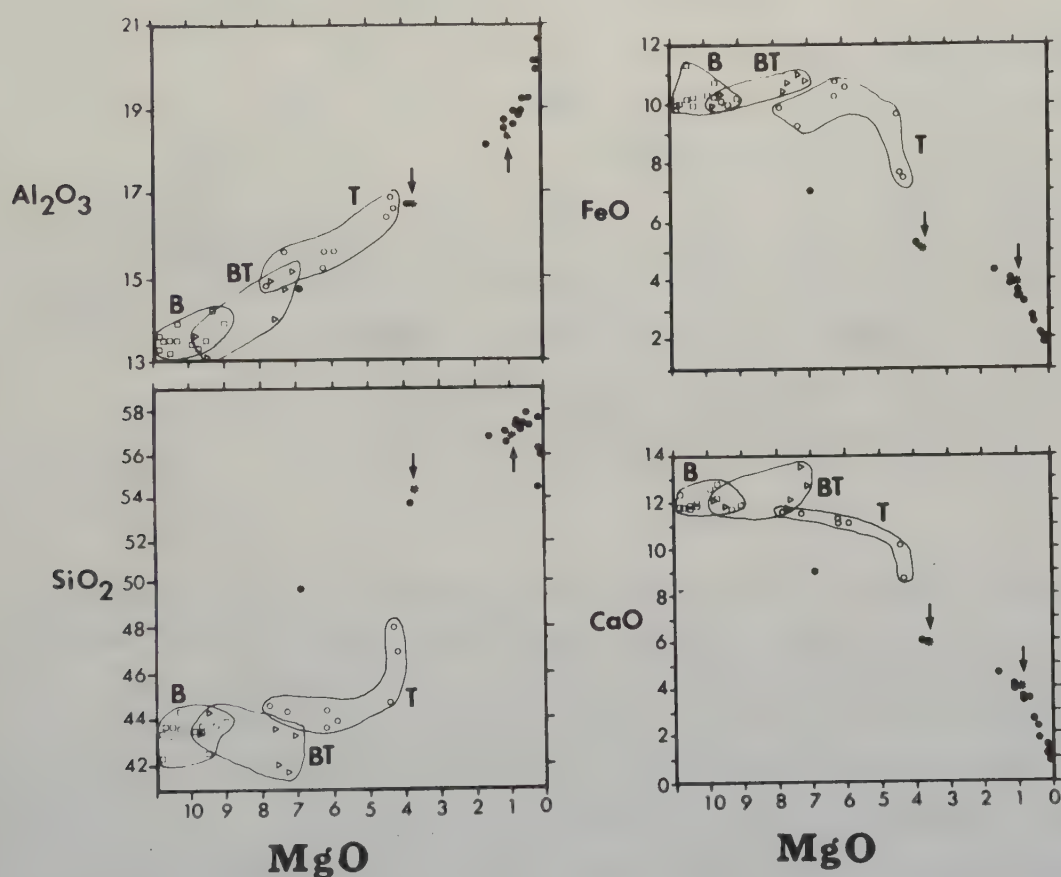


Abb.15: MgO -Oxid Variationsdiagramme für Al_2O_3 , SiO_2 , FeO (Gesamteisen) und CaO . Punkte: Laacher Phonolith und Mischgesteine. Sterne: helle und dunkle Bereiche eines gemischten Lapillus. Kreise (T): Tephrite, Dreiecke (BT): basanitische Tephrite, Quadrate (B): Basanite. Tephrit-Basanit-Daten sind von DUDA & SCHMINCKE (1978).

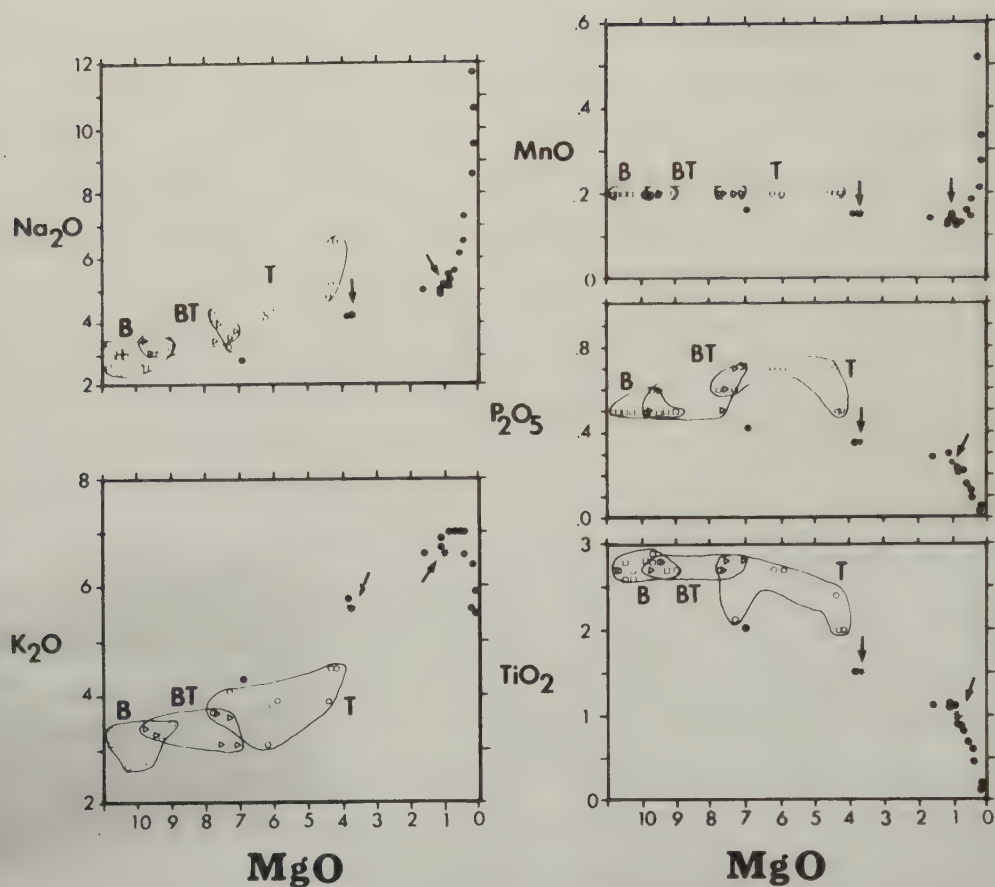


Abb.16: MgO-Oxid Variationsdiagramme für Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 , TiO_2 (Erklärung der Symbole s.Abb.15).

Lücken der chemischen Zusammensetzung kogenetischer Vulkanitserien sind seit langem bekannt und aus vielen verschiedenen geotektonischen Milieus beschrieben worden (BUNSEN, 1851; DALY, 1925, 1927; WILLIAMS, 1942; CHAYES, 1963; SCHMINCKE, 1969b). Diese sogenannte Bunsen-Daly-Lücke (SCHMINCKE, 1969b) wird nur "überbrückt" durch die Mischgesteine aus den obersten Schichten von OLP. Für alle Oxide (außer Na_2O) ergibt sich für die Mischgesteine ein linearer Trend zwischen OLP-Phonolith und der Basanit-Zusammensetzung. Die als Stern in Abb.15 und 16 eingetragenen Analysen liegen auf diesem Trend. Sie repräsentieren hellgraue und dunkle Bereiche eines heterogenen, "gemischten" Lapillus. Die Mischgesteine unterscheiden

sich von allen anderen komagmatischen Gesteinen durch sehr hohe MgO , FeO_{tot} , CaO und TiO_2 -Gehalte. Die Konzentrationen an SiO_2 , K_2O und Na_2O sind signifikant niedriger als in normalen OLP-Bimsen. Sie zeigen ein weites Spektrum chemischer Zusammensetzungen (Tab.2, Appendix, Proben 1089-1 bis 1101-3) und wurden zusammen mit normalem OLP-Bims eruptiert und abgelagert (s.o.Abb.7, 12, 13). Dies steht im Einklang mit der großen petrographischen Variabilität der Mischgesteine, die als gleichzeitige Eruption und partielle Vermischung chemisch kontrastierender Teilmagmen (Basanit-Phonolith) gedeutet wurde.

Die chemische Zonierung der gesamten Abfolge zeigt sich am deutlichsten in den Na_2O , K_2O sowie CaO und FeO_{tot} -Konzentrationen (Abb.14, 15, 16, 17). Diese Oxide sind zum einen in relativ hohen Konzentrationen vorhanden, zum anderen weisen sie (bis auf $\text{CaO-FeO}_{\text{tot}}$) ein gegenläufiges Verhalten auf. In ternären Variationsdiagrammen ($\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O} \pm \text{FeO}$, Abb. 17, 19) ergibt sich daher ein größtmöglichst differenzierender Trend, in dem alle stratigraphischen Untereinheiten (I - XX) einer bestimmten Position im Diagramm zugeordnet sind. Daraus ergibt sich umgekehrt die Möglichkeit, Bimsproben der Laacher Pyroklastika aus einer unbekannten stratigraphischen Position (z.B. schlotfern abgelagerte Bimse) anhand der chemischen Analyse einer der 21 Einheiten des stratigraphischen Profils zuzuordnen (s.Abb.17).

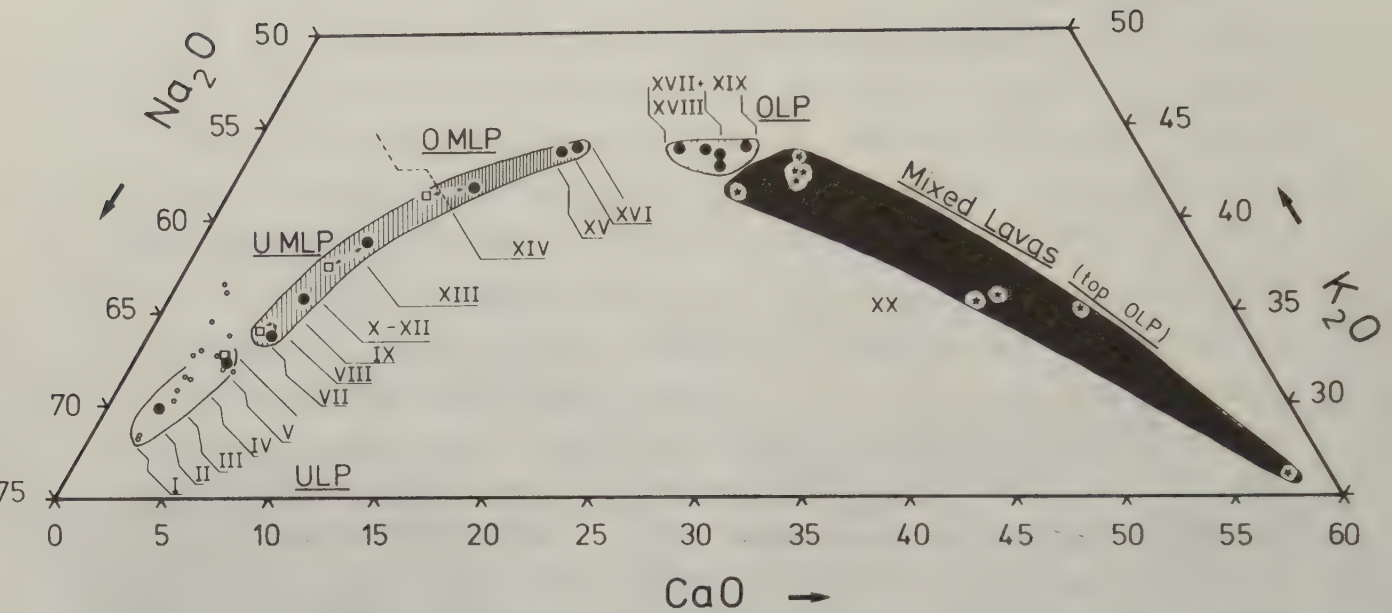


Abb.17: Ternäres Variationsdiagramm Na_2O - CaO - K_2O . Die fünf petrographisch unterteilten Einheiten (ULP, UMLP, OMLP, OLP, Mischgesteine) sind durch unterschiedliche Signaturen hervorgehoben. Zusätzlich sind die 20 stratigraphischen Untereinheiten eingetragen, die die Einordnung von Proben unbekannter stratigraphischer Position ermöglichen. Punkte: Gesamtgesteinsanalysen; kleine Kreise: Analysen von KNOOP (1981). Quadrate: (Matrixproben) sind mit entsprechenden Gesamtgesteinsproben durch Pfeile verbunden. Sterne: Mischlaven.

IV.1.1.3 Zusammenfassung Hauptelementzonierung

Die systematische Analyse von stratigraphisch eingeordneten Proben der chemisch zonierten Laacher Pyroklastika ergibt das Bild einer stark chemisch zonierten bzw. geschichteten phonolithischen Magmakammer vor der Eruption. Die oberste (kristallarme) Magmaschicht ist extrem hoch differenziert, stark SiO_2 -untersättigt und peralkalisch mit aufsteigenden Konzentrationsgradienten für Na_2O und MnO . Dieser Dachbereich geht nach unten allmählich in eine weniger differenzierte, schwächer alkalische Phonolith-Schmelze über. Tiefere und kristall-

reichere Lagen sind deutlich mafischer und nur noch schwach alkalisch. Der Übergang zu der untersten Magmaschicht erfolgt entweder entlang von steilen Konzentrationsgradienten oder wird durch eine scharfe Trennschicht gebildet. An der Unterseite dieser kristallreichen Schmelzschicht vermischt sie sich mit einer basischen basanitischen Schmelze aus vermutlich noch größerer Tiefe.

IV.1.2 Hauptelemente Matrix

Die chemische Zusammensetzung von Bimsgrundmassen (Tab. 2a, 3.1) die entweder nach der in Appendix 1.2 beschriebenen Methode abgetrennt und mit der RFA-Methode analysiert wurden oder aber in Elektronen-Mikrosonden-Analysen (EMS) vom Matrixglas direkt bestimmt wurden, geben die chemische Zonierung der Laacher Magmakammer in ähnlicher, jedoch weniger ausgeprägten Form wieder, wie die Analysen der Gesamtgesteine (Abb.18, 19). Die Matrix einer Probe entspricht in ihrer chemischen Zusammensetzung einer stratigraphisch tiefer (in der Magmakammer höher) gelegenen Gesamtgesteinsprobe (z.B. 1044 M $\approx$ 1034). Dieser Zusammenhang wurde schon von SIMON (1969) beschrieben, jedoch nicht ausführlich diskutiert. Erwartungsgemäß gering ist der Unterschied zwischen Matrix- und Gesamtgesteinsanalyse in den einsprenglingsarmen ULP und UMLP-Proben. Besonders drastisch ist der Kontrast für OLP-Gesteine mit vielen Einsprenglingen. Die Matrix von OLP-Bimsen entspricht in ihrer Zusammensetzung etwa einer OMLP-Gesamtgesteinsprobe. Mikrosondenanalysen der Glasmatrix (Tab.3.1, App.) sind in Abbildung 18 und 19 zusammen mit den RFA-Gesamtgesteins- und Matrixanalysen (Tab. 2a, App.) dargestellt. Die Analysengenauigkeit der Mikrosonde ist für Gläser viel schlechter als bei RFA-Daten von Matrixseparaten. Insbesondere Na_2O stellt ein großes analytisches Problem dar. Dies ist einer der Gründe, warum Matrixanalysen breite Streifen (Abb.18) bzw. große Felder (Abb.19) bilden. Trotzdem läßt sich die in Abbildung 18 auf der Basis verlässlicherer RFA-Daten belegte Verschiebung der Matrixzusammensetzung auch mit den EMS-Glasanalysen nachvollziehen. Dies Ergebnis ist wichtig im Hinblick auf die Inter-

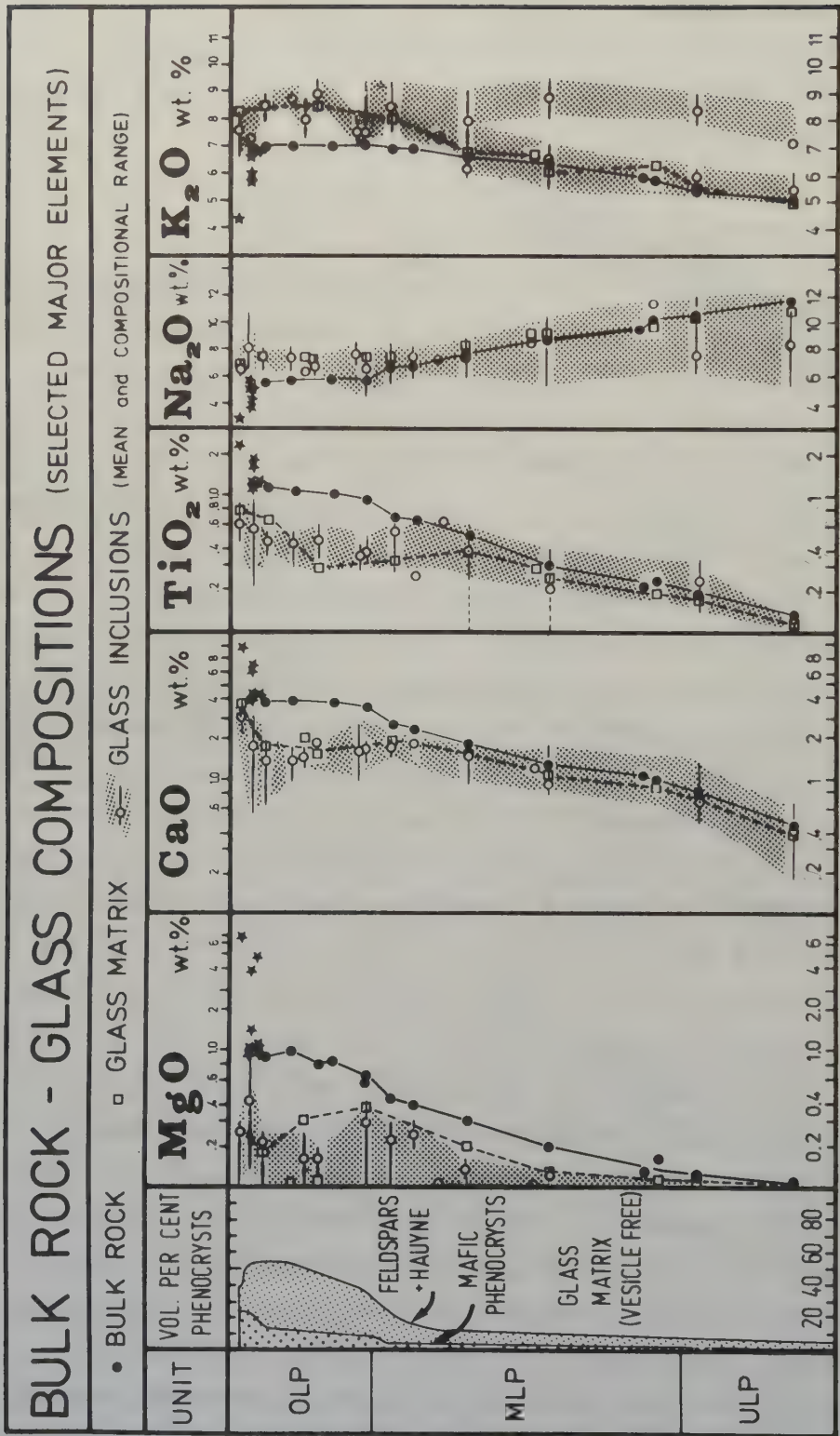


Abb.18: Hauptelementzusammensetzungen von Matrixproben (RFA und EMS) im Vergleich zum Gesamtgestein für ausgesuchte Oxide. Punkte und Quadrate sind RFA-Daten, Kreise sind Durchschnittswerte von Mikrosonden-Glasmatrixanalysen. Der schattierte Bereich gibt die Variationsbreite der EMS-Analyse wieder.

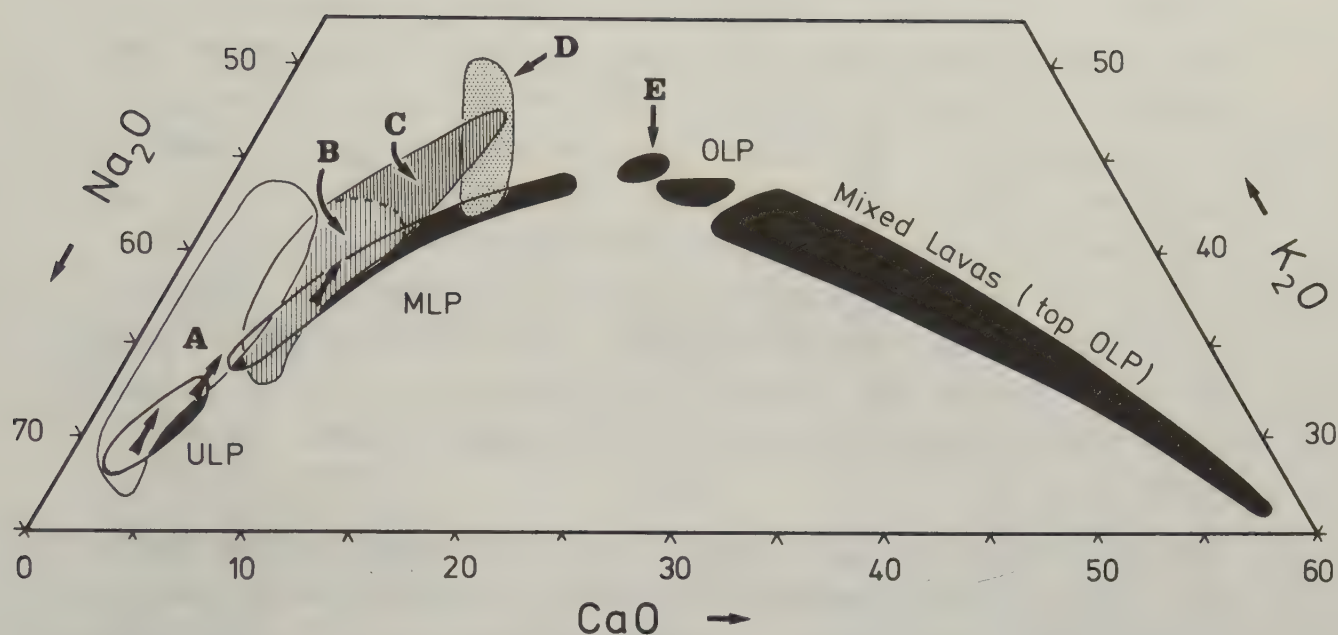


Abb.19: Gesamtgesteinstrend und EMS-Matrixanalysen (A: ULP-Matrix, B: UMLP, C: OMLP, D: OLP, E: Mischgesteine). Die Felder der Matrixanalysen sind zu höheren K_2O -Werten (niedrigeren Na_2O -Konzentrationen) hin verschoben. Die geschwänzten Pfeile geben die Richtung der Verschiebung der Zusammensetzung an, die während der EMS-Analyse der Gläser auftritt (s.App.2.2)

pretation der EMS-Analysen von Glaseinschlüssen (Kap.IV.4): Die nur schwache chemische Zonierung der Matrixzusammensetzungen vor allem im Bereich OMLP-OLP deutet darauf, daß die hier so starke Veränderung des Gesamtgesteinschemismus vermutlich auf den höheren Gehalt an Einsprenglingen zurückzuführen ist. Es muß jedoch vorerst unentschieden bleiben, ob der Unterschied zwischen OMLP und OLP auf einen reinen Kumulateffekt der Mineralphasen oder aber auf den chemischen Kontrast zweier chemisch kontrastierender, jedoch unterschiedlich stark kristallisierter Teilmagmen zurückgeht.

IV.2 Flüchtige Bestandteile Gesamtgestein

Die Löslichkeit flüchtiger Bestandteile (H_2O , Cl, F, S) in Silikatschmelzen steigt mit ihrem Gehalt an SiO_2 und Alkalien (BOWEN & TUTTLE, 1950). Hochdifferenzierte, über- und unter-sättigte alkalische Schmelzen (bzw. Gesteine; Comendite, Pantellerite, Phonolithe) haben zwar die höchsten Halogenkonzentrationen aller Vulkanite, der Wassergehalt der SiO_2 übersättigten Magmen liegt jedoch generell unter 0.5 Gew.% (NICHOLLS & CARMICHAEL, 1969; MACDONALD & BAILEY, 1973). Ein direkter Vergleich von Analysen flüchtiger Bestandteile muß berücksichtigen, daß ein großer Teil der magmatischen Gase während der Eruption entweichen kann (SWANSON & FABRI, 1973; EICHELBERGER & WEST-RICH, im Druck) bzw. bei der Kristallisation oder Hydratisierung und Entgasung der Gläser verlorengeht (NOBLE et al, 1967).

Der ursprüngliche Wassergehalt des Laacher Phonoliths kann nur indirekt bestimmt werden, da die analysierten Wasserwerte (Tab.2, App.; Abb.20) der Gesamtgesteine (H_2O^+) im wesentlichen auf die spätere Hydratisierung der Bimsgrundmassen zurückgehen und nicht den Wassergehalt der Schmelze repräsentieren. Da Wasser normalerweise den überwiegenden Anteil der magmatischen Gase ausmacht (aber vgl. ULP!), kann, bei Kenntnis der Konzentration der anderen flüchtigen Bestandteile, der Wassergehalt einer Schmelze grob aus der Mikrosondenanalyse von Glaseinschlüssen in Kristallen aus der Differenz der Analyse zu 100% abgeschätzt werden (ANDERSON, 1973). Die mittlere Analysendifferenz der Analysen von Glaseinschlüssen und 100% liegt zwischen 5,5% (ULP) und 3% (MLP) (Abb.21). Da die z.T. sehr hohen Gehalte an F, S und Spurenelementen (für ULP 0,7 bzw. 0,5%) bei der Analyse der Gläser mit der Mikrosonde ebenfalls nicht berücksichtigt sind, ergeben sich Wassergehalte zwischen 4,0 (ULP) und 2,5 - 3% (MLP, OLP) für das phonolithische Magma des Laacher See Vulkans. Diese Werte sind jedoch nur als grobe Abschätzungen anzusehen, da die Analysengenauigkeit der alkalireichen Gläser (App.2.2) für eine genaue Bestimmung nach der Differenzmethode nicht ausreichend ist. Trotz dieser nur groben Abschätzung des Wassergehaltes

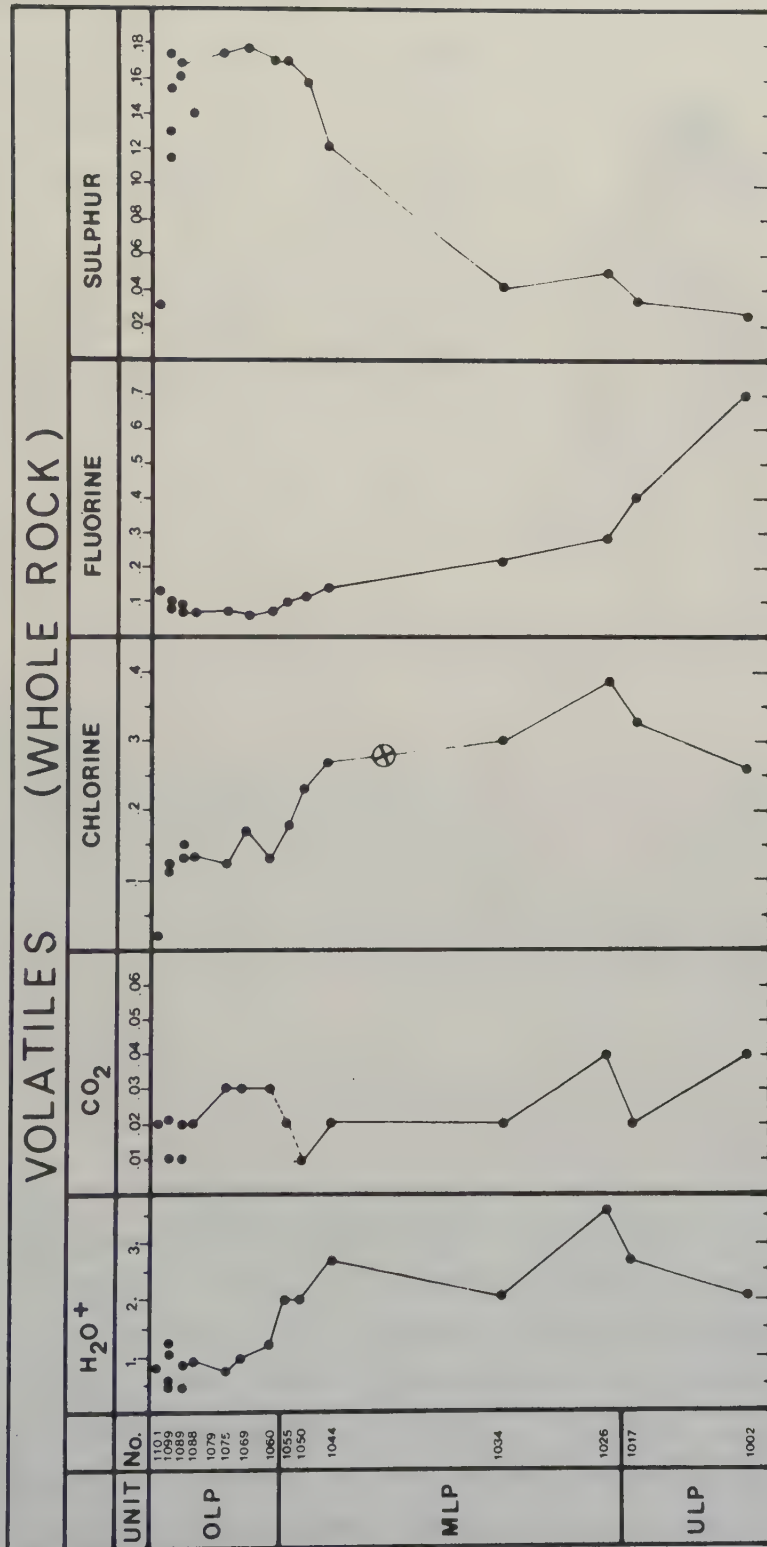


Abb.20: Die Zonierung der flüchtigen Bestandteile ⊗ = durchschnittlicher Chlorgehalt der Glaseinschlüsse (s.u.).

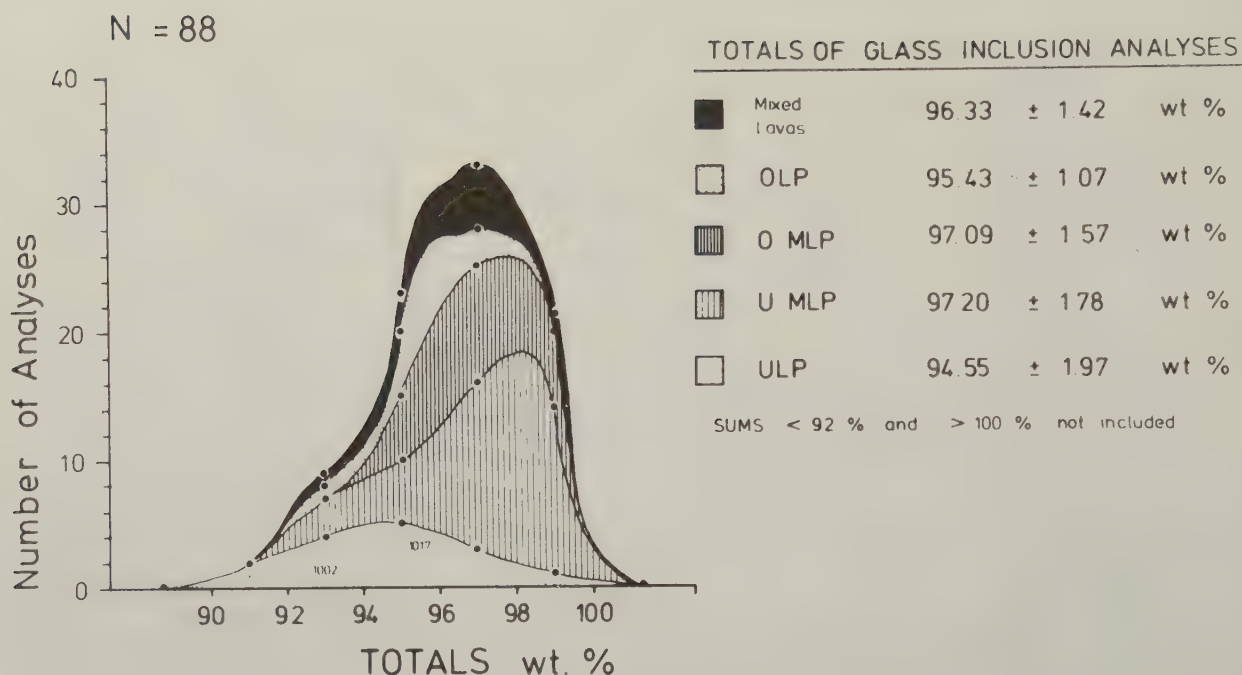


Abb.21: Analysesummen von EMS-(Elektronenmikrosonde)Glaseinschlüssen. Die niedrigen Summen von ULP-Einschlüssen gehen vermutlich zum Teil auf den Na-Verlust während der Analyse und hohe F-Gehalte zurück. OLP-Summen sind überraschenderweise kleiner als in MLP. Diese Gläser sollten weniger F und Spurenelemente enthalten und durch geringere Alkaligehalte weniger Analysenverluste aufweisen.

lassen sich zwei Schlüsse ziehen:

a) Der Wassergehalt des Laacher See Phonolith-Magmas vor der Eruption liegt mit 2 - 4% deutlich höher als der Wassergehalt in hochdifferenzierten, sauren Schmelzen. Die Schätzungen über maximale H_2O -Konzentrationen für Rhyolith-Schmelzen liegen zwischen 0,4% (NICHOLLS & CARMICHAEL, 1969) und 1% (EICHELBERGER & WESTRICH, im Druck). Amphibol-führende Andesit-Magmen sollen mit 2 - 4% deutlich höhere H_2O -Werte haben (ANDERSON, 1973, 1980). Damit sind sie mit dem Laacher Phonolith vergleichbar.

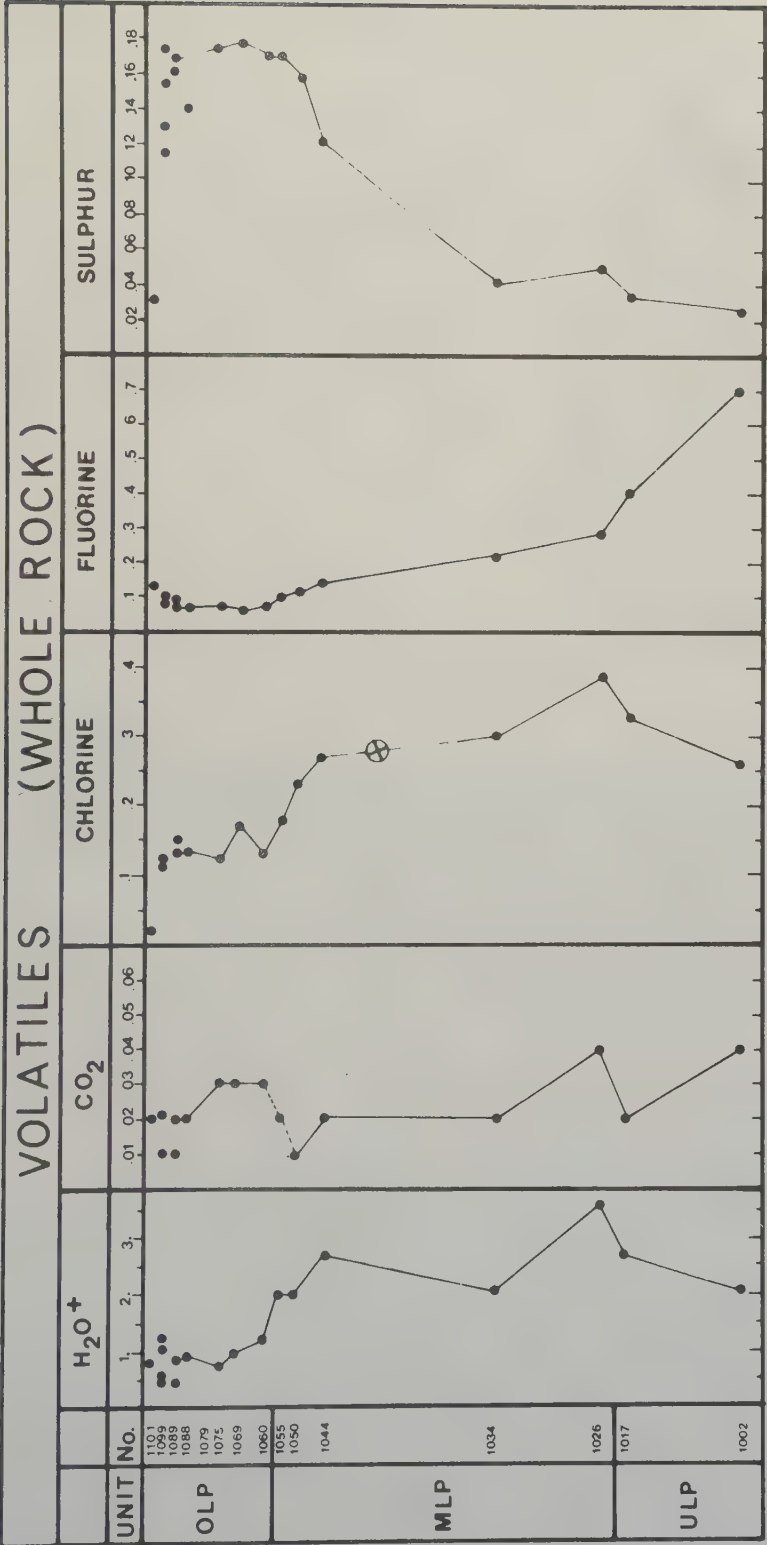


Abb.20: Die Zonierung der flüchtigen Bestandteile ⊗ = durchschnittlicher Chlorgehalt der Glaseinschlüsse (s.u.).

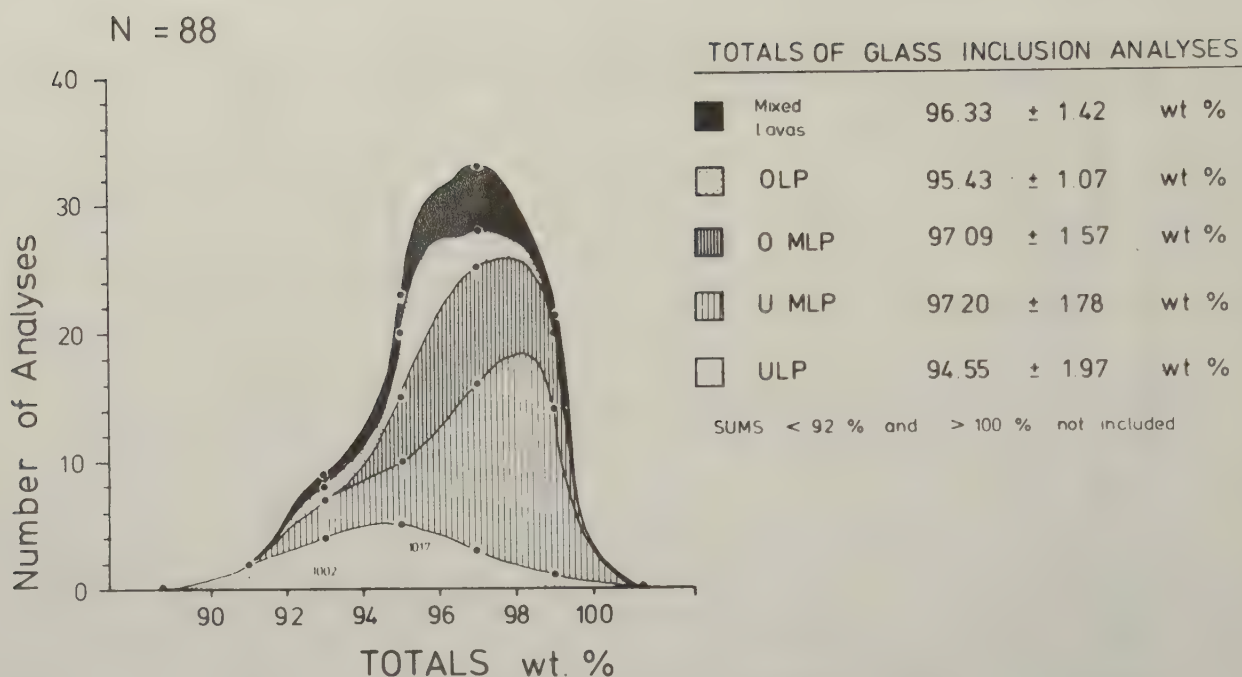


Abb.21: Analysesummen von EMS-(Elektronenmikrosonde)Glaseinschlußanalysen. Die niedrigen Summen von ULP-Einschlüssen gehen vermutlich zum Teil auf den Na-Verlust während der Analyse und hohe F-Gehalte zurück. OLP-Summen sind überraschenderweise kleiner als in MLP. Diese Gläser sollten weniger F und Spurenelemente enthalten und durch geringere Alkaligehalte weniger Analysenverluste aufweisen.

lassen sich zwei Schlüsse ziehen:

a) Der Wassergehalt des Laacher See Phonolith-Magmas vor der Eruption liegt mit 2 - 4% deutlich höher als der Wassergehalt in hochdifferenzierten, sauren Schmelzen. Die Schätzungen über maximale H_2O -Konzentrationen für Rhyolith-Schmelzen liegen zwischen 0,4% (NICHOLLS & CARMICHAEL, 1969) und 1% (EICHEMBERGER & WESTRICH, im Druck). Amphibol-führende Andesit-Magmen sollen mit 2 - 4% deutlich höhere H_2O -Werte haben (ANDERSON, 1973, 1980). Damit sind sie mit dem Laacher Phonolith vergleichbar.

b) Die ursprünglichen Wassergehalte für ULP-Bimse liegen signifikant über den Werten für MLP (und OLP?)

CO₂

Die CO₂-Gehalte des Laacher Bims schwanken unsystematisch zwischen 0.04 und 0.07 % (Tab.2a,b, Abb.20). Sie liegen nahe der Nachweisgrenze der Bestimmungsmethode und erlauben daher keine Schlußfolgerungen. Die hohe CO₂-Analyse der Probe 1055 (Tab.2, App.) ist bedingt durch sekundäre Veränderungen: Im Dünnschliff zeigte diese Probe auf allen Porenwänden einen Rasen feinsten Karbonat-Nädelchen. Aus diesem Grunde wurde (nur) diese Analyse rechnerisch für Karbonat korrigiert. Typische CO₂-Werte von dichten Phonolithlaven reichen von 0,13% (NASH et al, 1969) bis 1,0% (WIMMENAUER, 1974). Im Vergleich dazu haben die hochporösen Laacher See Bimse extrem niedrige CO₂-Gehalte, was, bedingt durch die niedrige Löslichkeit von CO₂ in Silikatschmelzen (z.B. KADIK, 1980), hier durch die stärkere Entgasung von CO₂ bedingt sein könnte.

Halogene

Die Chlorwerte der Analysen (Tab. 2b, App.) steigen vom unteren ULP (0,26%) auf 0,29% in UMLP an und fallen dann kontinuierlich bis auf 0.11 - 0.17 in OLP ab (Abb.20). Damit weicht der Chlor -Gradient von allen anderen chemischen Gradienten der Laacher Phonolith-Abfolge ab; lediglich H₂O+ zeigt einen ähnlichen Verlauf mit einem Maximum in UMLP. Die Chlorgehalte liegen im Bereich der publizierten Chloranalysen von Phonolithen (0,16 - 0,5%, NASH et al, 1969; PRICE & CHAPPELL, 1975) und peralkalischen Obsidianen (0,15 - 0,30, MacDONALD & BAILEY, 1973, jedoch deutlich niedriger als Chloranalysen nicht hydrierter Rhyolith-Gläser (0,8%, NOBLE et al, 1967). Die Korrelation von hohen Wasser- und Chlorwerten in UMLP kann daher nicht auf einen gekoppelten Vorgang Hydratisierung-Chloranreicherung zurückgehen. Das Fluor hat unabhängig von Chlor die maximale Konzentration von 0,7% in der stratigraphisch tiefsten ULP-Probe und fällt zunächst steil nach MLP (0,1 - 0.2%) ab und sinkt in OLP auf 0,08% ab. Dieser Gradient ähnelt in seinem Verlauf dem des Natriums und Mangans

(Abb. 14, 20) und entspricht dem der inkompatiblen Spurenelemente (e.g. 1h, Kap. IV.5.1.1). Hohe Fluor- (und Cl-) Werte sind typisch für alkalireiche, hochdifferenzierte Schmelzen. NOBLE et al (1967) geben maximale F-Werte für einen unhydrierten pantelleritischen Obsidian von 1,4%, während durchschnittliche Werte bei 0,2 bis 0,3% liegen (s. Zusammenstellung von BOWDEN, 1974). Im Vergleich zu letzteren sind die maximalen Fluorgehalte des Laacher Phonoliths deutlich höher (Tab. 2b, App.). Kalkalkalische Rhyolithe haben mit 0,2 bis 0,5% (SMITH & BAILEY, 1965; HILDRETH, 1979) ebenfalls Fluorkonzentrationen ähnlich denen des Laacher Phonoliths. Trotz intensiver Suche konnte keine Fluoranalyse eines Phonoliths gefunden werden. Jedoch sind hohe Fluorgehalte in Anbetracht der hohen Löslichkeit flüchtiger Bestandteile in alkalischen Schmelzen und aus Analogie zu den Alkali-Rhyolithen auch in phonolithischen Gesteinen zu erwarten, die hohe Fluorkonzentration im ULP-Bims (0,7%) erscheint daher realistisch. Flußspat findet sich extrem selten als sphärolithische Krusten in Hohlräumen von Sodalith-führenden syenitischen Subvulkanit-Auswürflingen (KALB, 1939, zwei Funde, Wörner, ein Fund). Diese offensichtlich Fluor-reichen Gesteine stehen mit dem Laacher Phonolith in genetischem Zusammenhang. Darüberhinaus läßt sich aus dem Vorkommen von primärem Villiaumit (NaF) (STORMER & CARMICHAEL, 1970) in einem Phonolith-Sill indirekt auf hohe Fluorkonzentrationen in Phonolithschmelzen schließen.

Schwefel

Schwefel, als einziges volatiles Element nicht in ULP angereichert, steigt von der Basis der Laacher Pyroklastika (0,025-0,035%) langsam in UMLP auf 0,042% an, um dann über OMLP (0,12%) nach OLP drastisch anzusteigen (0,16 - 0,18%). Damit ist das Verhalten des Schwefels (Tab. 2b, App.) ähnlich dem des Phosphors und aller lithophilen Haupt- und Spurenelemente. Die starke Verarmung in den blasigen ULP und MLP-Bimsen geht vermutlich auf die stärkere Entgasung des Schwefels dieser Phonolithe zurück. Der mittlere Schwefelgehalt des Laacher Phonoliths (MLP) entspricht der Schwefelkonzentration des durch-

schnittlichen Phonoliths von NOCKOLDS (1954). Dagegen liegen die S-Gehalte von Sodalith-Phonolithen Kenyas (0,49% S, NASH et al, 1969) deutlich über den maximalen S-Konzentrationen von OLP.

IV.3 Einsprenglinge

IV.3.1 Sanidin und Plagioklas

Feldspäte sind die überwiegenden Einsprenglingsphasen des Laacher Phonoliths, das Verhältnis von Sanidin zu Plagioklas variiert zwischen ca. 3 : 1 in ULP bis ca. 2 : 1 in OLP-Gesteinen. Die überwiegende Zahl der Feldspatzusammensetzungen wurden mit der Mikrosonde bestimmt. Von vier Sanidin- und zwei Plagioklas-Separaten wurden zusätzlich RAF-Analysen durchgeführt, zum einen, um die Qualität der Mineraltrennung zu prüfen, zum anderen sind die Analysen einer Gesamt-Feldspatfraktion geeignet, die durchschnittliche Zusammensetzung aller Feldspäte von Bimsproben einer Schicht zu bestimmen (Tab.3.14, App.).

Während Sanidine generell optisch und chemisch homogen sind (Abb.22a) zeigen die Plagioklase komplexe Zonierung, die in einem Einsprengling die gesamte Variationsbreite aller Plagioklase einer jeweiligen Einheit (ULP, MLP, OLP) überspannt (Abb.22b). Dabei haben die Plagioklaskerne immer signifikant niedrigere Albit-Gehalte als die Ränder. Besonders in ULP und MLP können Alkali-Feldspäte schmale, unregelmäßige, teils skelettartige Anwachssäume mit hohen Ab-Gehalten aufweisen. Diese Säume sind in den sog. Tröpfchen-Einschlüssen (s.Kap.III) besonders häufig. In ihrer Zusammensetzung entsprechen sie vermutlich den Grundmasse-Feldspäten, die aufgrund ihrer geringen Kristallgröße nicht analysiert werden konnten. Abb.23 a,b zeigt die Feldspatzusammensetzungen für ULP, MLP, OLP und Mischlaven im Ab - An - Or - Dreieck. In ULP konnten nur wenige Feldspateinsprenglinge analysiert werden, daher sind zusätzlich zu den hier analysierten Feldspäten die Analysen von STAPS (1976) und KNOOP (1981) eingetragen. Während in OLP und

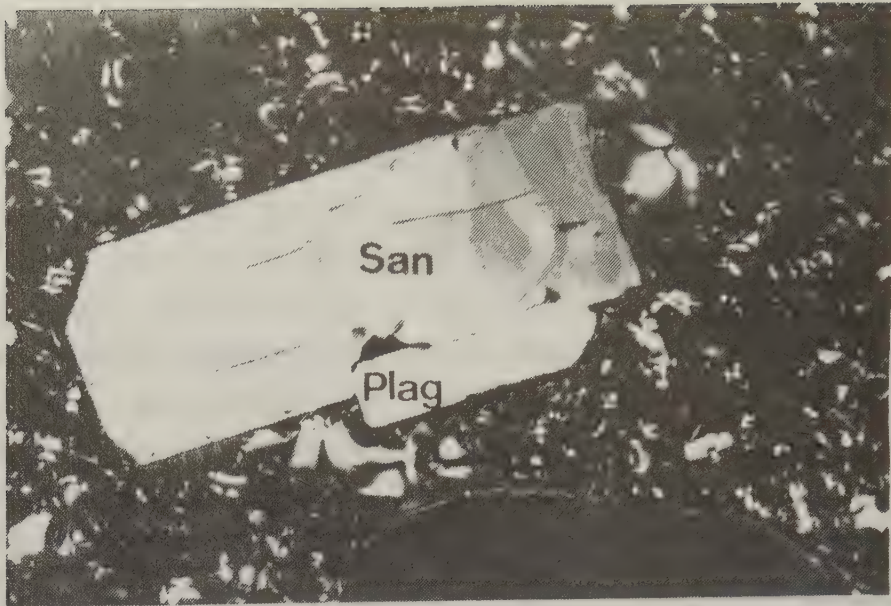


Abb.22a: Randlich schwach zonierter idiomorpher Sanidineinsprengling in schwach poröser, glasiger Grundmasse mit Alkalifeldspatmikrolithen. Ein kleinerer auffällig homogener Plagioklaskristall ist mit dem großen Sanidin verwachsen. Nach dem Plagioklas-Alkali-Feldspat-Thermometer ergibt sich eine Temperatur von 830°C ($2 \text{ kb PH}_2\text{O}$). Länge des Sanidinkristalls 1,06 mm; gekreuzte Polarisatoren, Probe 1060-5, Basis OLP.

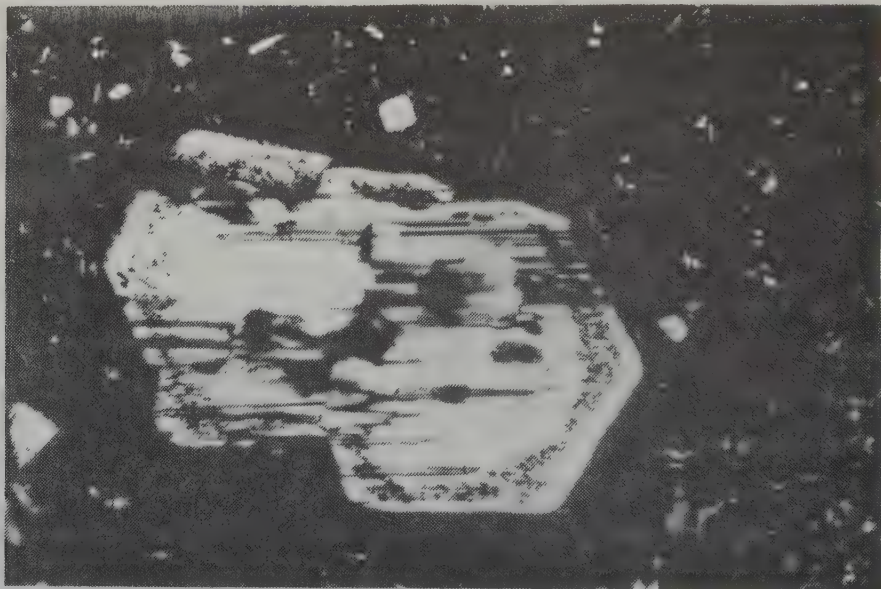


Abb.22b: Zonierter Plagioklaseinsprengling mit einschlußreicher Randzone. Größte Länge des Kristalls 0,99 mm, gekreuzte Polarisatoren, Probe 1060-5, Basis OLP.

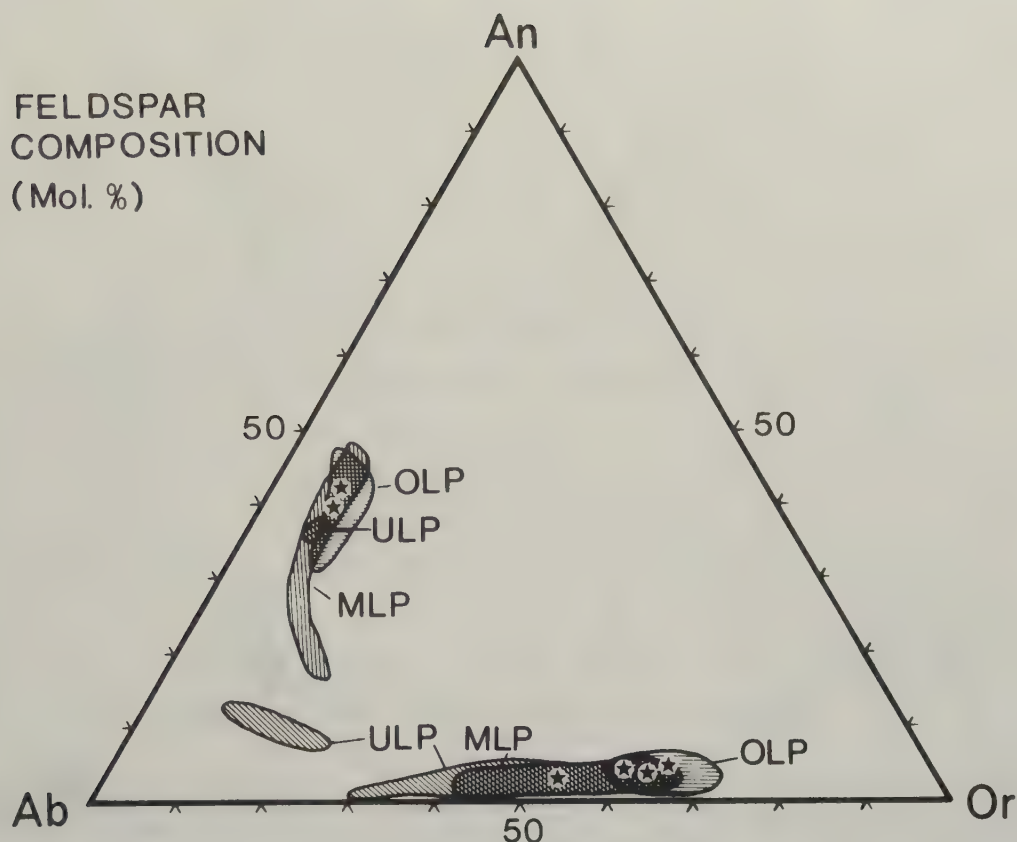


Abb. 23a): Die Zusammensetzung der Feldspäte des Laacher Phonoliths (Überblick) im Ab - An - Or - Dreieck (Mol%). Repräsentative Analysen von Feldspäten aus den Mischgesteinen sind als Sterne wiedergegeben.

in den Mischgesteinen die Feldspäte eine relativ begrenzte Variationsbreite zeigen (Na-Sanidin Or 30 - 40, Plagioklas, Ab 50 - 70 Mol%), erreichen beide Feldspäte in MLP und ULP-Bimsen deutlich höhere Ab-Gehalte (Sanidin, Ab 30 - 60, Plagioklas, Ab 50 - 80 Mol%) (Abb.23 a,b). Einige Feldspatanalysen von ULP und MLP liegen sogar im Feld der Analbite (Ab 80, An 10, Or 10 bis Ab 70, An 10, Or 10). Damit bleiben die minimalen Ab-Gehalte bei beiden Feldspäten annähernd konstant, während die maximalen Albit-Gehalte einer Einheit von OLP nach ULP ansteigt (Abb.23 a,b). Diese Ergebnisse der Mikrosonden-

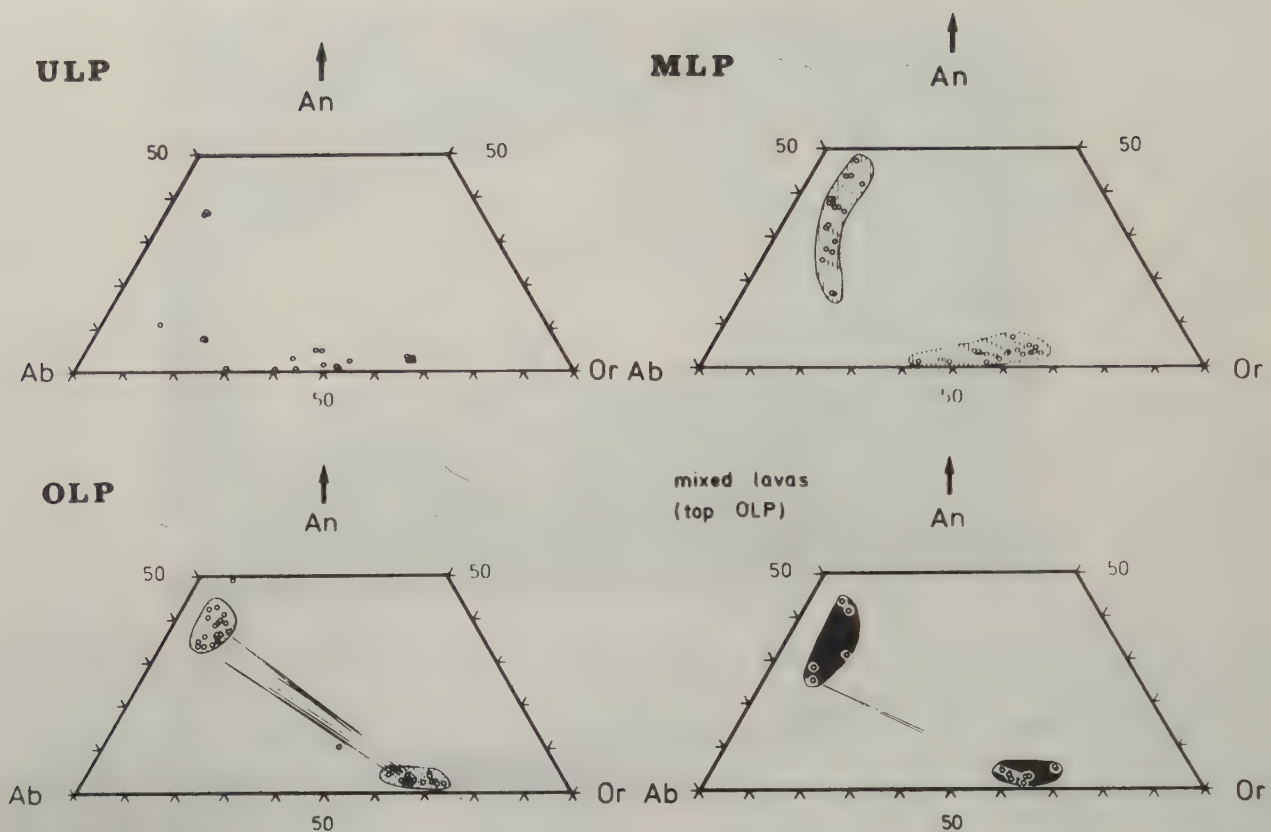


Abb. 23b : Ko-existierende Feldspäte (ULP, MLP, OLP, Misch-laven) im Ab - An - Or - Dreieck durch Konoden verbunden (Beispiele).

analysen stimmt überein mit der Verschiebung der RFA-Feldspatanalysen zu höheren Ab-Werten von OLP nach ULP (s. Tab. 3.14, App.). Parallel zur Abnahme von Ab steigt der Gehalt an Bariumfeldspat in Sanidinen von ULP (0,03 - 0,16 Mol%) nach OLP (0,16 - 0,5 Mol%) hin an. Neben den normalen Plagioklaseinsprenglingen treten sehr untergeordnet extrem einschlußreiche Plagioklase (Sieb-Plagioklas) mit maximalem Anorthitgehalt von 44 Mol%. Sie stellen möglicherweise Relikte eines früheren Entwicklungsstadiums des Magmas dar. Rundlich resorbierte Feldspat-Kristalle in OLP-Mischgesteinen stimmen in ihrer Zusammensetzung weitgehend mit den OLP-Feldspäten überein. Lediglich einige Plagioklase haben etwas höhere Ab-Gehalte

verglichen mit OLP-Plagioklasen. Große Sanidinkristalle (Megakristalle), s.Kap.IV.3.4) in den Mischgesteinen fallen durch ihre hohen Konzentrationen an BaO auf (bis 2,5%). Vergleichbar hohe BaO-Gehalte konnten in Sanidin in normalen OLP-Bimsen nicht nachgewiesen werden. Hohe Bariumkonzentrationen sind jedoch typisch für Einschlüsse von Megakristallen in Alkalivulkaniten (NIXON et al, 1980; BROOKS & PRINTZLAU, 1978). Die Übereinstimmung dieser Feldspatanalysen mit den Daten von SIMON (1969) ist für OLP-Bimse sehr gut. Da SIMON (1969) weder UMLP noch ULP-äquivalente Schichten untersucht hat, konnte er die hier analysierten Albit-reichen Feldspäte nicht finden. Feldspäte der Zusammensetzung Andesin bis Oligoklas bzw. Na-Sanidin bis Anorthoklas sind typisch für hochdifferenzierte, Natrium-reiche Phonolithe (TRÖGER, 1969, p.680, 681). Im Vergleich zu Sanidinen aus den Phonolithen vom Somma-Vesuvius (BARBERI et al, im Druck) sind die Sanidine des Laacher Vulkans etwas Ab-reicher.

IV.3.2 Hauyn

Klare blaß hellblaue Hauyneinsprenglinge sind typisch für den Laacher Phonolith. Schon im Handstück kann er so von den älteren phonolithischen Gesteinen der Osteifel (Wehrer Bims, Riedener Bims) unterschieden werden. Die Unterscheidung zwischen drei Typen von Hauyneinsprenglingen (s.Kap.III.1: klar farblos - hellblau, farblos milchig bis weiß, dunkelblau bis schwarz) läßt sich anhand der Mikrosondenanalysen nicht direkt nachvollziehen, da bis auf wenige Ausnahmen nur relativ klare Kristalle ($\cong$ Typ I und II, Kap.III.1, Abb.24) analysiert wurden. Danach lassen sich chemisch zwei Varianten unterscheiden: Chlorreiche ($\text{Cl} > 1,2\%$) Hauyne (Typ I) mit einem hohen $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 4$) und geringeren Gehalten an SO_3 (Tab.3.3, App., Abb.25). Diese Hauyne zeigen außerdem die geringsten CaO-Gehalte und tendieren somit zum Nosean. Sie treten nur in ULP und UMLP auf (Abb.26).

Die zweite Hauyn-Variante (Typ II) hat deutlich niedrigere Chlorgehalte sowie signifikant niedrigere $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse und Na_2O -Konzentrationen. Hauyne dieses Typs sind in

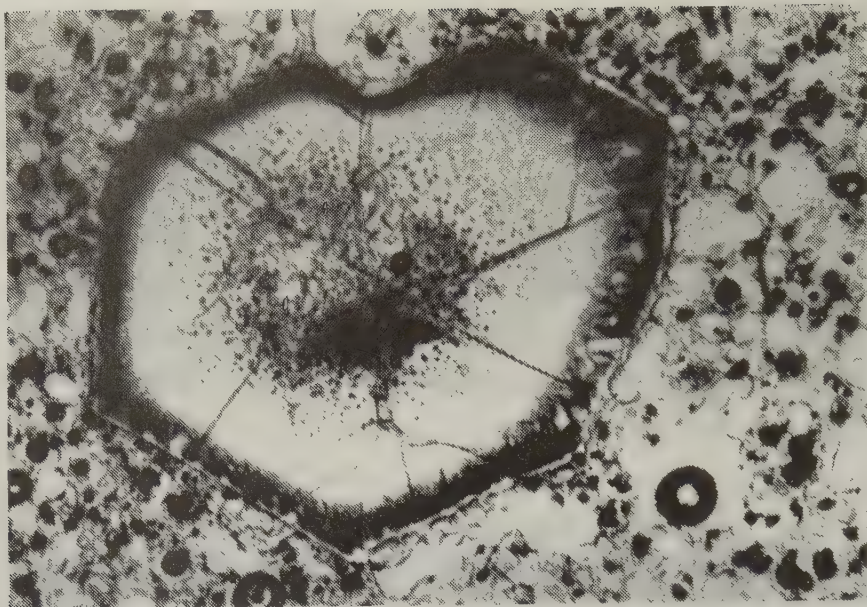


Abb.24: Idiomorpher Hauynkristall in poröser Gläsmatrix mit gitterartigen Entmischungen am Rand und Fluideinschlüssen im Kern, parallele Polarisatoren, größter Durchmesser des Kristalls = 0,76 mm, Probe 1024-3, UMLP.

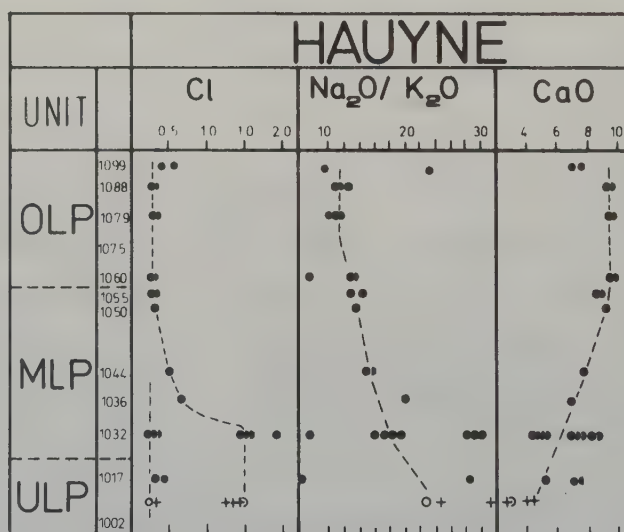


Abb.25: Die Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Hauyne im stratigraphischen Profil. Kreise bzw. Kreuze repräsentieren Analysen von STAPS (1976) und KN00P (1981).

ULP extrem selten, treten in UMLP etwas häufiger auf und sind typisch für OMLP und OLP-Bimse. Dabei ist ihr $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ -Verhältnis in ULP und UMLP etwas höher (2-3) als in OMLP und OLP (1,5-2). Petrographisch lassen sich diese beiden Hauynarten nur schwer unterscheiden, jedoch entspricht vermutlich die Na- und Cl-reichere Varietät (Typ I) in ULP den milchig-weißen Hauynen, während die etwas größeren hellblauen, klaren Kristalle die Na_2O - und Cl-ärmeren Hauyen (Typ II) repräsentieren. Der dritte, z.T. opake Hauyn (s.Kap.III.1) zeigt schon makroskopisch Übergänge zu dunkelblauen, klaren Hauynen. Die Dünnschliffuntersuchung zeigt, daß die schwarzen Bereiche zahlreiche feinste, tafelförmige Entmischungen einer opaken Phase oder wolkige Trübungen aufweisen (Abb.24). Da die blauen Hauyne (Typ II) die höheren SO_3/S -Gehalte aufweisen, könnte es sich bei diesen Entmischungen um (Fe-?)Sulfide handeln.

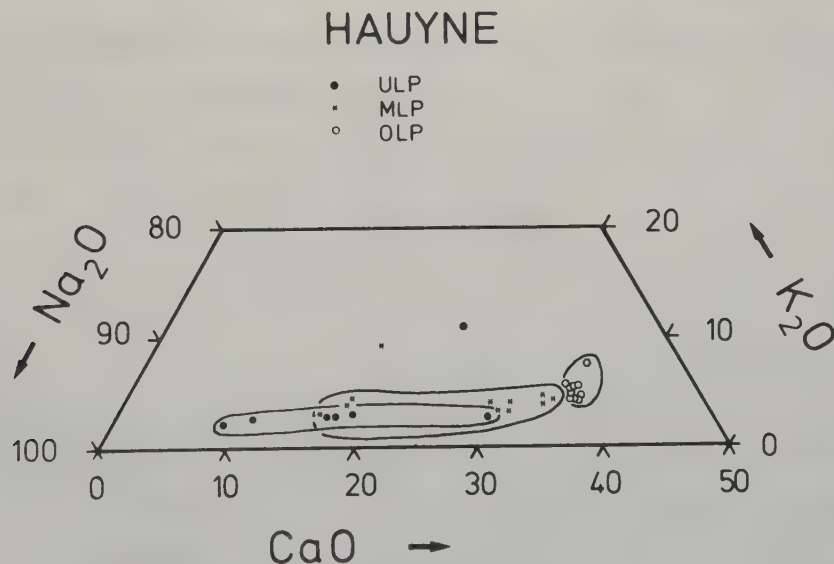


Abb.26: Die Variation der Hauynzusammensetzung (ULP-OLP) im ternären Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$. Zwei Analysen von Hauynen mit vielen Fluideinschlüssen (s.Abb.24) liegen außerhalb der eingezeichneten Felder. Entsprechend der chemischen Unterscheidung der Hauyn-Typen entsprechen die Na-reichsten ULP-Hauyne (>20 CaO) dem Typ I (Cl-reich) während alle übrigen dem Typ II zuzuordnen sind (>30 CaO).

Diese Sulfidentmischungen verursachen die Schwarzfärbung dieser ursprünglich blauen Hauyne (Typ II). BROUSSE et al (1969) konnten die Schwarzfärbung von Mineralen der Sodalith-Gruppe aus phonolithischen Gesteinen der Auvergne mit einem erhöhten Eisengehalt (Fe_2O_3 bis 3,4%) korrelieren. Aufgrund der generell viel niedrigeren Fe-Konzentrationen in Laacher See Hauynen läßt sich diese Korrelation nicht nachvollziehen. Dennoch scheint die Schwarzfärbung der Hauynkerne des Laacher Phonoliths ebenso wie bei den von BROUSSE et al (1969) untersuchten Beispielen durch die Entmischung von Fe-Sulfiden hervorgerufen zu werden. Die in Abb.25 und 26 enthaltenen Hauynanalysen von STAPS (1976) und KNOOP (1981) stimmen mit den hier analysierten Hauynen (Tab.3.3) gut überein. Im Vergleich zu Fe-reicheren Sodalithen von BROUSSE et al (1969) und einer Hauynanalyse vom Monte Vulture (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1974) sind die Laacher See Hauyne reicher an Na_2O und ärmer an K_2O .

IV.3.3 Amphibol

Die chemische Zusammensetzung der Amphiboleinsprenglinge (Tab.3.4; App., Abb.27) im Laacher Phonolith ist typisch für hochdifferenzierte, alkalische Vulkanite: Der Mangan-Gehalt liegt recht hoch, er variiert zwischen 0,2 und 2,88%. Eisenreichere Typen sind zugleich TiO_2 - (2,2-7,15% TiO) und MgO -ärmer, bei zugleich höheren Gehalten an Na_2O (1,7-3,3%) und MnO . Alle Laacher See Amphibole sind Glieder der Reihe paragasitische Hornblende - Kaersutit. AOKI (1963) legt die Grenze zwischen Hornblende und Kaersutit mehr oder weniger willkürlich bei 5% TiO_2 , normale basaltische Hornblenden haben TiO_2 -Werte zwischen 1 und 3%.

Die Amphibole des Laacher Phonoliths lassen sich auf der Basis der Verhältnisse von $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$, Na/K und Ti/Mn (nicht aber petrographisch) in drei Typen unterscheiden (I,II,III, Abb. 28a,b). Amphibol (I) ist charakterisiert durch relativ hohe Fe, Na und Mn-Gehalte (niedriges $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ und Ti/Mn , aber hohes Na/K -Verhältnis, Abb.28). Das mittlere $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ -Verhältnis dieser Amphibole steigt von ULP (-0,3) über MLP (0,35) auf 0,4 in OLP-Amphibolen an. Gleichzeitig sinkt das

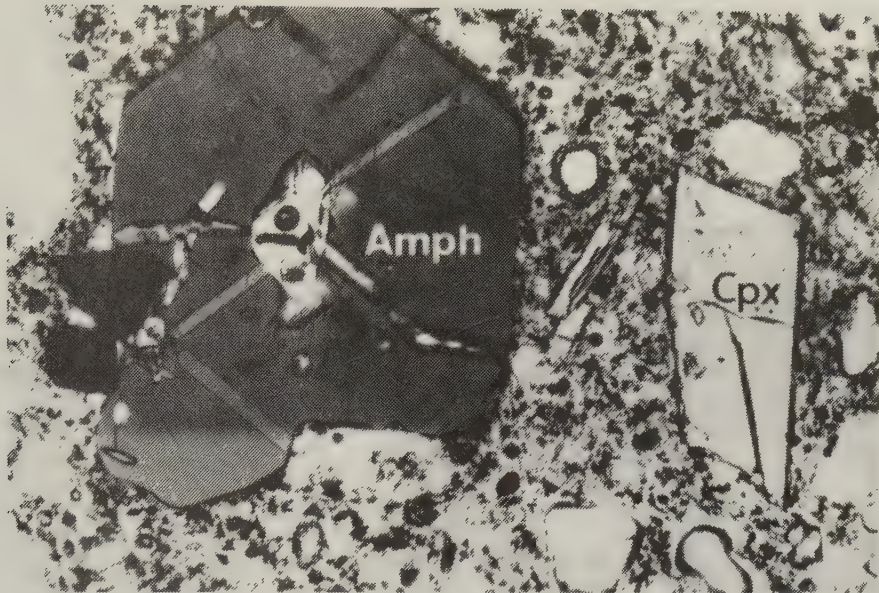


Abb.27: Homogener Amphiboleinsprengling mit kleinen, nadelförmigen Fluideinschlüssen im Zentrum. Im Zentrum des Kristalls ist blasiges Glas eingeschlossen. Der Amphibol ist mit einem kleineren Magnetitkristall verwachsen. Zwischen dem Amphibol und einem farblosen Klinopyroxeneinsprengling (rechts) liegt ein Biotitkristall in der schwachblasigen Glasmatrix. Durchmesser des Amphibols 1 mm, parallele Polarisatoren, Probe 1088, oberes OLP.

Na/K-Verhältnis von 0.24 (ULP) auf 0,2 (OLP), und das Ti/Mn steigt von ULP nach OLP (0,6 bis 5) signifikant an. Damit zeigen die Fe-reichen pargasitischen Hornblenden (I) einen eindeutigen Zusammenhang zwischen ihrer chemischen Zusammensetzung und der stratigraphischen Position. Die in Abb.27 gewählte logarithmische Darstellung der Zusammensetzung gibt diesen Zusammenhang allerdings überproportional verstärkt wieder. Die absolute Variationsbreite der Zusammensetzung von Amphibolen des Typs II und III (s.u.) ist zwar um ein vielfaches größer als die Veränderung der Zusammensetzung von I (s.Abb.29), dennoch ist die Verschiebung der Amphibol(I)-Zusammensetzung im Profil real, zum einen, weil die Variationsbreite der Zusammensetzung innerhalb einer Probe ($\hat{=}$ Schicht) sehr klein ist, und zum anderen, weil in Elementverhältnissen einer Mikrosondenanalyse viele mögliche Analy-

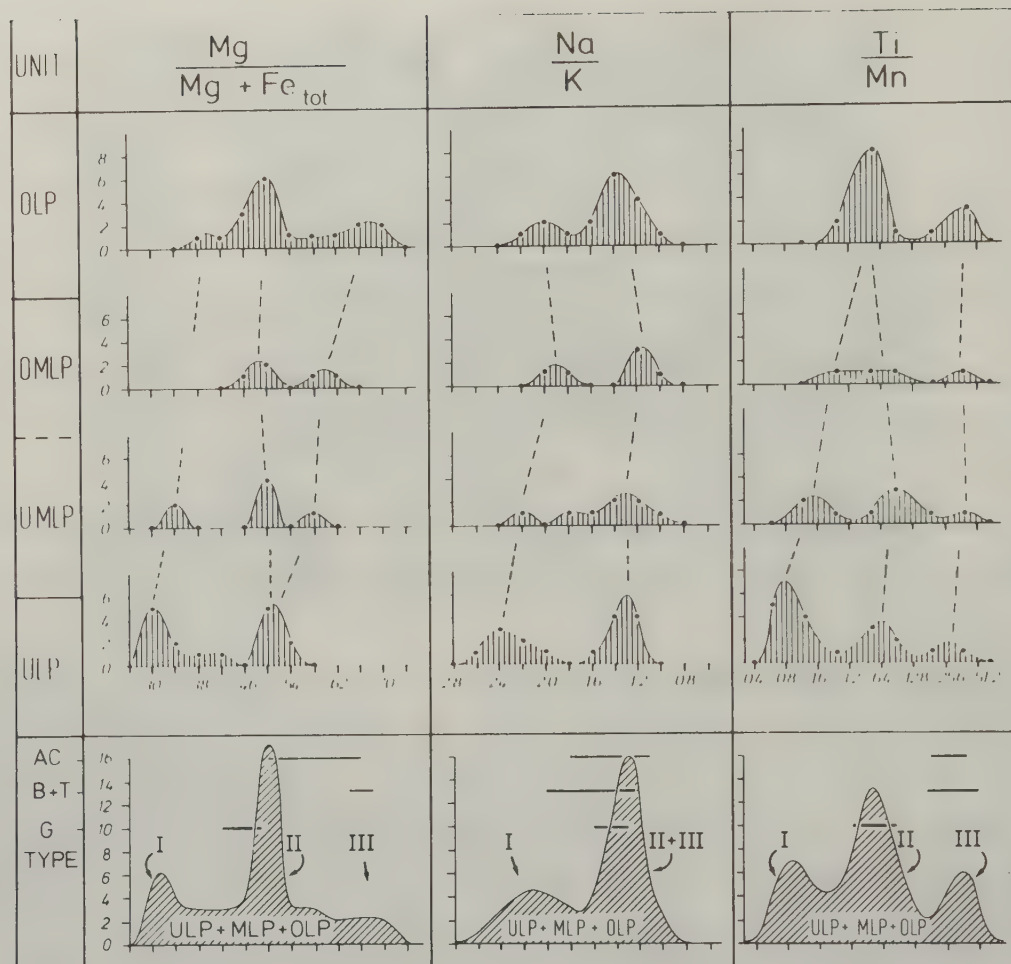
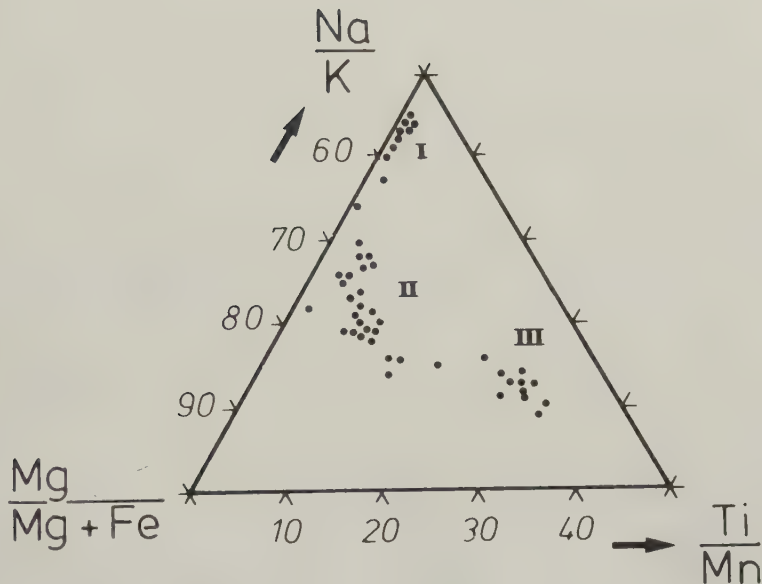


Abb.28a: Die drei Amphiboltypen des Laacher Phonoliths (I,II, III) unterschieden durch $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$, Na/K , Ti/Mn in Häufigkeits-histogrammen für ULP, UMLP, OMLP und OLP sowie in einer kumulativen Darstellung (unten). Die Zahl der Analysen ist jeweils auf der linken senkrechten Achse abzulesen. Für einige Kurven (z.B. Na/K für OMLP) sind die gezeichneten Histogrammlinien hypothetisch und in dieser Form nur gerechtfertigt durch die eindeutig trimodale Verteilung der Amphibolzusammensetzung in anderen Einheiten. Zum Vergleich ; die Elementverhältnisse von Amphibolen in Akkumulaten (AC) des Laacher Phonoliths, Gleesiten (G) (JASMUND & SECK, 1964) und aus Basaniten und Tephriten (B+T), nach DUDA & SCHMINCKE (1978).

Abb.28b: Diese Abbildung belegt, daß es sich bei der Unterscheidung der drei Amphibole eindeutig um drei verschiedene Typen handelt. Nach Abb.28a wäre es z.B. möglich gewesen, daß Amphibol (I) nach $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ dem Amphibol II mit dem höheren Na/K entspricht.



senfehler kompensiert werden und damit Verhältnisse ein verlässlicherer Indikator chemischer Veränderungen sind als absolute Konzentrationen.

Im Gegensatz dazu ist die mittlere chemische Zusammensetzung der Amphibole (Typ II) über das gesamte stratigraphische Profil konstant ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe} = 0,50$, $\text{Na}/\text{K} = 1,3$, $\text{Ti}/\text{Mn} = 6-8$, s. Abb.27). Diese Amphibole werden hier, obwohl ihr TiO_2 -Gehalt mit 4-5% unter der von AOKI (1963) vorgeschlagenen Grenze von 5% liegt, als Kaersutite bezeichnet. Zur Unterscheidung von den Mg-reicheren Kaersutiten (Amphibol III) werden sie als Fe-Kaersutite bezeichnet. Diese Fe-Kaersutite stellen den überwiegenden Anteil aller Amphiboleinsprenglinge des Laacher Phonoliths, wenn man von dem Vergleich der relativen Anzahl an Mikrosondenanalysen der petrographisch nicht zu unterscheidenden verschiedenen Amphiboltypen ausgeht. Die Mg-Kaersutite (Typ III) lassen sich nur aufgrund ihres $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ - und des Ti/Mn -Verhältnisses von den anderen Typen unterscheiden, im Na/K entsprechen sie den Fe-Kaersutiten. Das Ti/Mn -Verhältnis der Mg-Kaersutite ist unabhängig von ihrer stratigraphischen Position, während ihre Mg-Gehalte in den OLP-Gesteinen deut-

lich höher liegen als in MLP und ULP. Diese drei Amphiboltypen (Abb.28a,b und 29) lassen sich bis auf wenige besonders günstige Fälle petrographisch nicht unterscheiden. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß die Korngröße der Amphiboleinsprenglinge eine deutlich bimodale Verteilung aufweist BOGAARD & SCHMINCKE (im Druck).

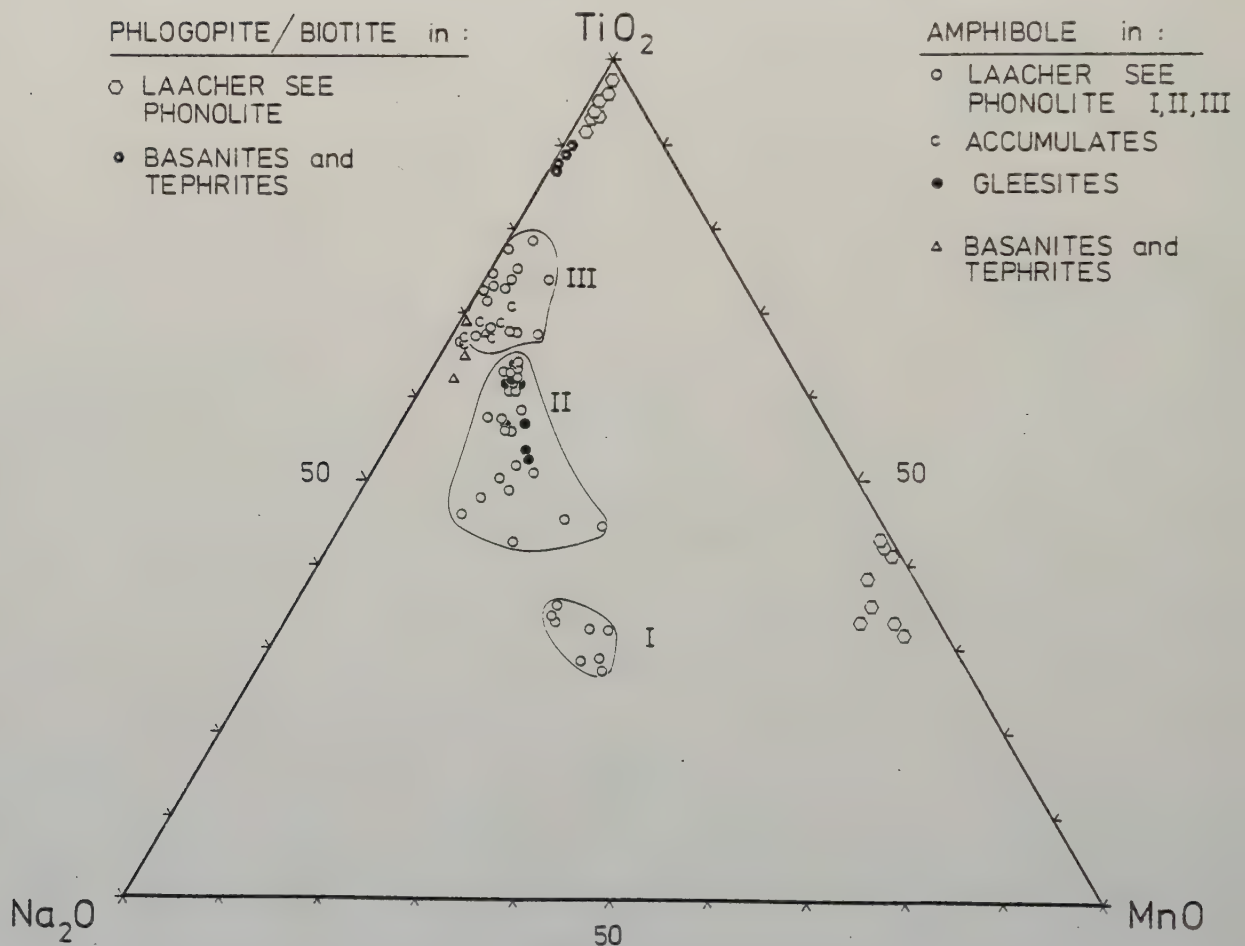


Abb.29: Amphibol und Dunkelglimmer im Na₂O-MnO-TiO₂-Variationsdiagramm. Auch hier zeigt sich deutlich die Trennung der Amphibole in drei Gruppen. Amphibole in Gleesiten (JASMUND & SECK, 1964) entsprechen dem Typ (II), während die Amphibole aus Basaniten und Tephriten (DUDA & SCHMINCKE, 1978) nahe dem Feld von Typ III liegen. Auch bei den Dunkelglimmern zeigt sich eine Trennung in mehrere Gruppen (s.Text, Kap.IV.3.8).

Chemisch zonierte Hornblendeneinsprenglinge im Laacher Phonolith sind sehr selten, sie treten nur gelegentlich bei den Mg-reicheren Varietäten auf. Generell sind dann die Ränder Mg und Ti-ärmer und haben höhere Na- und Mn-Konzentrationen. Nur in zwei Fällen können Rand und Kern einem unterschiedlichen Typus (II,III) zugeordnet werden. Die stärkste (in diesem Fall inverse) Zonierung zeigt einen Amphibol in einer Mischlava: Der gelblich braune Kristall hat einen scharf abgegrenzten, 10-15 μm dicken Saum von hellbeiger Farbe. Der Kern hat ein Mg/Mg+Fe-Verhältnis von 0,47 und entspricht damit einem typischen Vertreter eines Amphibols (II). Dagegen zeigt der Rand ein sehr viel höheres Mg/Mg+Fe-Verhältnis (0,68), das einem Mg-Kaersutit (III) entspricht. Vermutlich ist dieser dünne Rand nach der Mischung der zwei Magmen (vgl. Kap. III.2, VII.4) auf einem normalen, phonolithischen Amphibol aufgewachsen. Fluorzonierungen von Amphibolen, wie sie von DUDA & SCHMINCKE (1978) in tephritischen Amphibolen gefunden wurden, konnten hier nicht nachgewiesen werden (fehlende Analysen).

Die Hornblenden in den Kumulatgesteinen entsprechen je nach der modalen Zusammensetzung und Art der Akkumulate entweder den Fe-Kaersutiten (Typ II, nur in Plagioklas und Sanidin-reicheren Kumulaten) oder den Mg-reicheren Amphibolen (Typ III, in mafischeren Cpx-Amph-Kumulaten). Hornblenden in "Gleesiten" (Hauyn-führende Kumulatgesteine aus OLP, JASMUND & SECK, 1964) sind ausschließlich den Fe-Kaersutiten zuzuordnen. Die Mg-reicheren Kaersutite (III) sind praktisch identisch mit den von DUDA & SCHMINCKE (1978) und HUCKENHOLZ (1965 a) analysierten Hornblende-Einsprenglingen aus Basaniten und Tephriten der Osteifel bzw. Basanit der Hocheifel.

Amphibole des Typs II und III entsprechen in ihrer Zusammensetzung den kaersutitischen Hornblenden in mehr oder weniger differenzierten alkalischen Vulkaniten (vgl. DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1974; KESSON & PRICE, 1972). Die Phonolithe vom Vesuv (BARBERI et al, im Druck) führen, verglichen mit dem Laacher See Phonolith, deutlich Eisen-reichere Amphiboleinsprenglinge, die relativ Ti- und Mn-arm sind. Kaersutite von Phono-

lithen aus Kenya (PRICE & CHAPPELL, 1975) haben zwar ähnliche Mg/Fe-Verhältnisse, die Mangangehalte liegen mit 0,2-0,25% deutlich unter denen der Amphibole Typ II, I vom Laacher See. Hornblenden mit diesen hohen Mangangehalten (1,8-2,88 Gew.%, Typ I) wurden bisher in Phonolithen selten gefunden (z.B. auf Gran Canaria, SCHMINCKE, pers.Mitt.), sind aber in diesen hochdifferenzierten Gesteinen nicht unerwartet. Besonders hohe Mangankonzentrationen in hastingsitischen Hornblenden wurden von Skarnlagerstätten (mit MnO 2-2,5%, TRÖGER, 1969) und in Ar-fredsoniten (BILGRAMI, 1955) beschrieben.

IV.3.4 Klinopyroxen

Die Pyroxene des Laacher Phonoliths stellen die bei weitem komplexeste Gruppe von Einsprenglingsphasen dar (Abb.30a,b). Pyroxeneinsprenglinge sind überwiegend diopsidische und salitische Augite, mit Ausnahme der Einschlüsse von Chromdiopsid und Al-reichen Megakristallen. Diese Klassifizierung ist jedoch nicht umfassend, da der Anteil an "Quads" (WO,EN,FS) generell nur bei 65-80% der berechneten Pyroxenendglieder liegt (s.Tab.3.5, App.). Die übrigen Komponenten setzen sich im wesentlichen aus FAS (Fassait), CATS (Calcium-Tschermaks-Molekül), CTI (Calcium-Titan-Pyroxen) und AC (Ac - mit) zusammen (zur Berechnung der Endglieder siehe App.3).

Petrographisch und chemisch sind zwei grundsätzlich verschiedene Pyroxeneinsprenglinge zu unterscheiden (Abb.30a,b; Tab.3.5, App.; Abb.31,32,33).

- Überwiegend homogenen, gelblich-grüne Pyroxene (Zonierung in Form von unregelmäßigen wolkigen dunklergrünen Flecken ist selten)
- braune bis beige-lila gefärbte Cpx, oft mit Sanduhrzonarbau. Petrographisch sind sie weiterhin durch ihre unterschiedliche Korngröße und Kornformen charakterisiert. Die grünen Pyroxeneinsprenglinge sind generell größer und haben eher isometrische Kornformen. Dagegen sind die braunen Pyroxene oft kleiner, sind prismatisch gestreckt und haben häufig eine spitzwinkligere Kopfflächenbegrenzung (Abb.30a,b). Während die

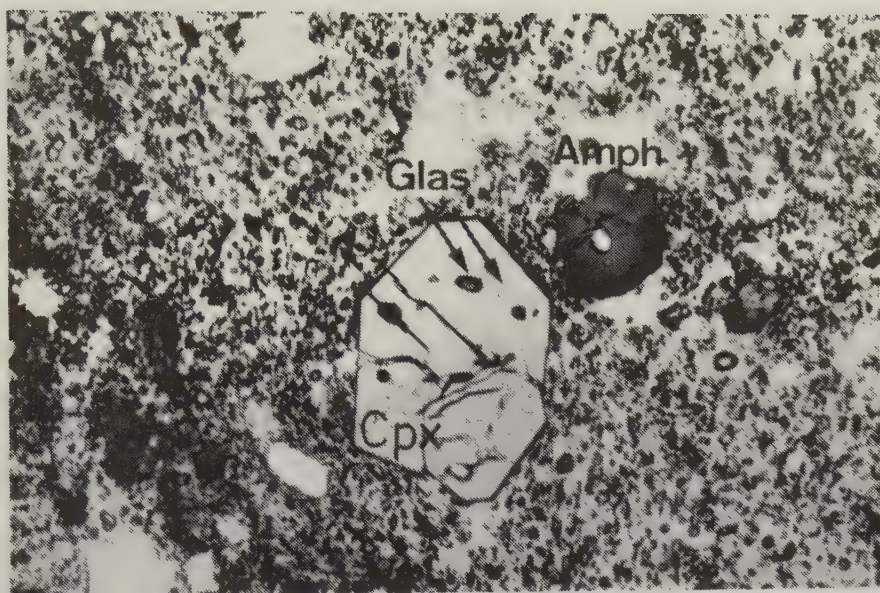


Abb.30a: Homogener grüner Na-Cpx (Typ I) mit zwei hellbraunen Glaseinschlüssen (oben Mitte). Rechts oberhalb ein kleiner zonierter (!) Amphiboleinsprengling, parallele Polarisatoren, Länge des Cpx-Kristalls 1,3 mm, Probe 1046 OMLP.

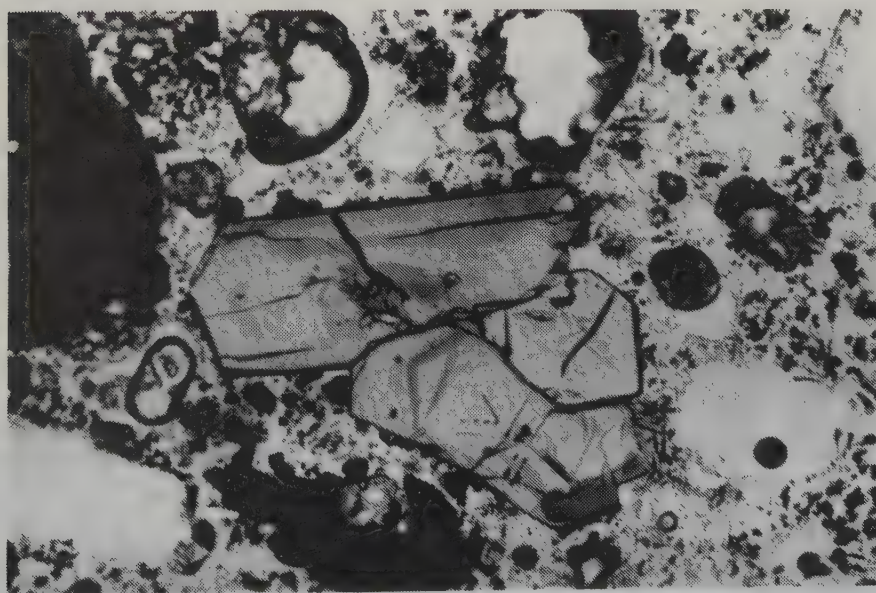


Abb.30b: Brauner, stark zonierter Ti-Augit (Typ 2). Länge des größeren Kristalls 0,65 mm, parallele Polarisatoren, Probe 1073-3 OLP.

grünen Pyroxene häufig rundliche Glaseinschlüsse aufweisen, und gelegentlich Amphibolkristalle einschließen bzw. von solchen eingeschlossen werden, sind die braunen Pyroxene meist einschlußfrei. Diese petrographische Unterscheidung wird von ihrer kontrastierenden chemischen Zusammensetzung gestützt.

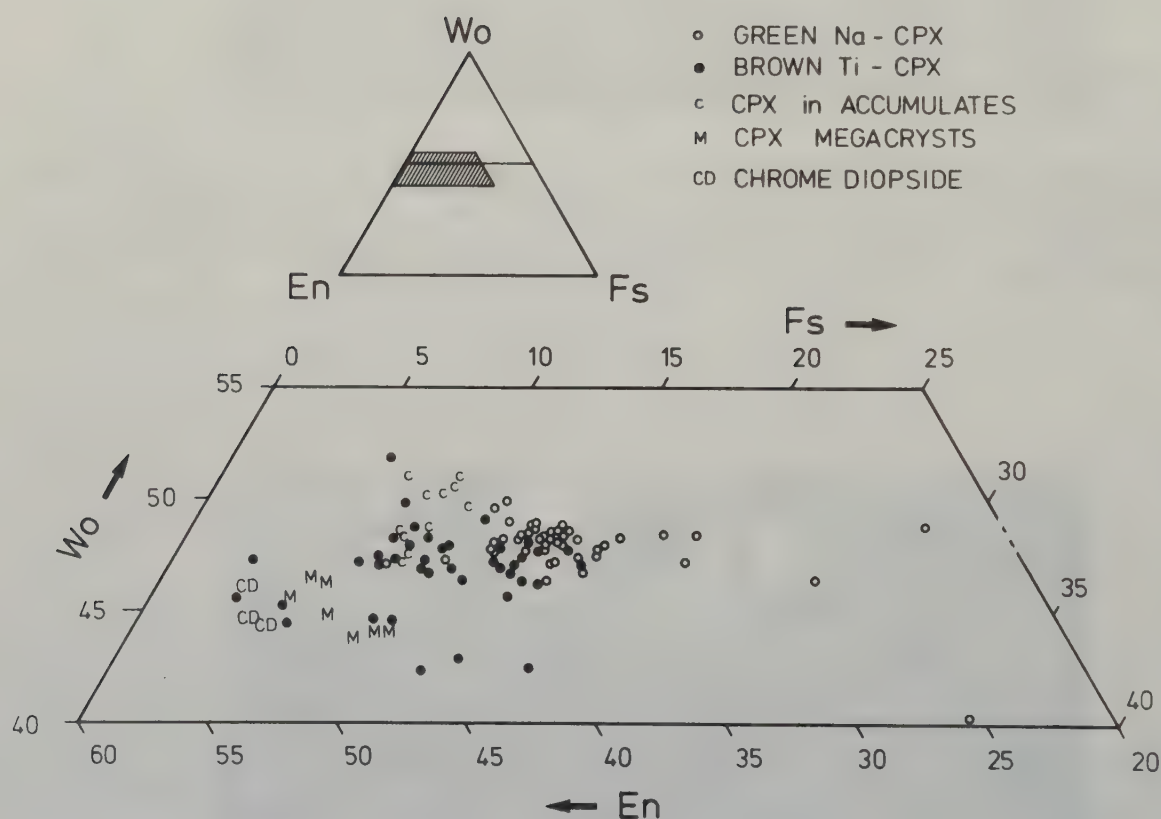


Abb.31: Zusammensetzung der Pyroxene des Laacher Phonoliths im WO-EN-FS-Diagramm. Die grünen Na-Augite lassen sich von den Ti-Augiten durch ihre etwas höheren WO- und FS-Gehalte unterscheiden. Die Megakristalle, Chromdiopsid und einige besonders TiO_2 -reiche Cpx-Einsprenglinge liegen auf der Diopsid-reichen (50 EN, 50 WO) Seite der dargestellten Verteilung.

Die grünen Pyroxene (Typ I) sind deutlich Na_2O (u.AC)-reicher und haben höhere Gehalte an MnO und FeO (FS), Abb.31,32.

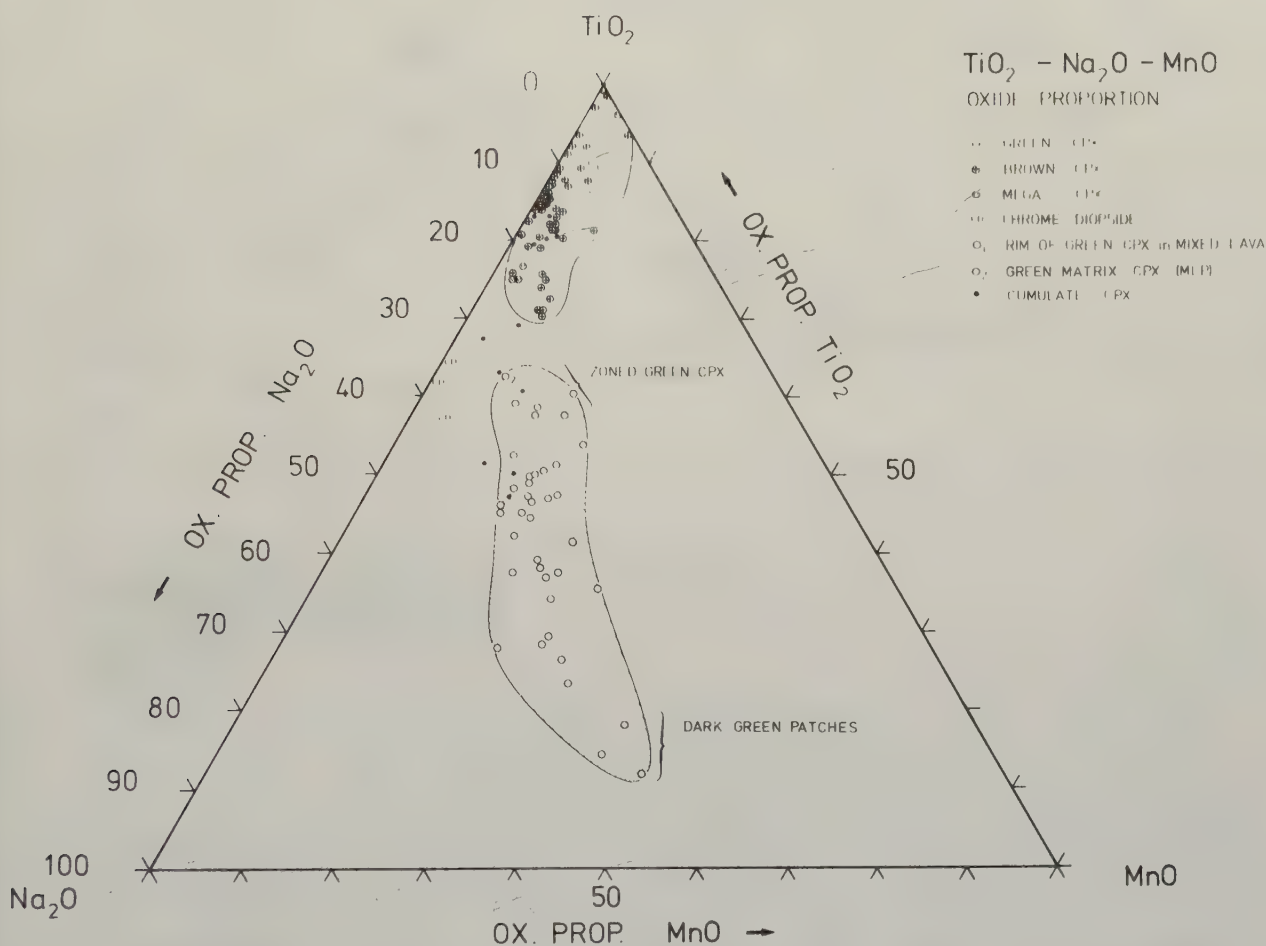


Abb.32: Unterscheidung der Pyroxentypen nach ihren TiO_2 - Na_2O - MnO -Gehalten. Es ergeben sich zwei vollständig getrennte Felder. Die zonierten grünen Na-Pyroxene liegen den Ti-Pyroxenen am nächsten, während die dunkelgrünen Flecken in einigen Aegirinaugiten besonders hohe Na- und Mn-Konzentrationen aufweisen.

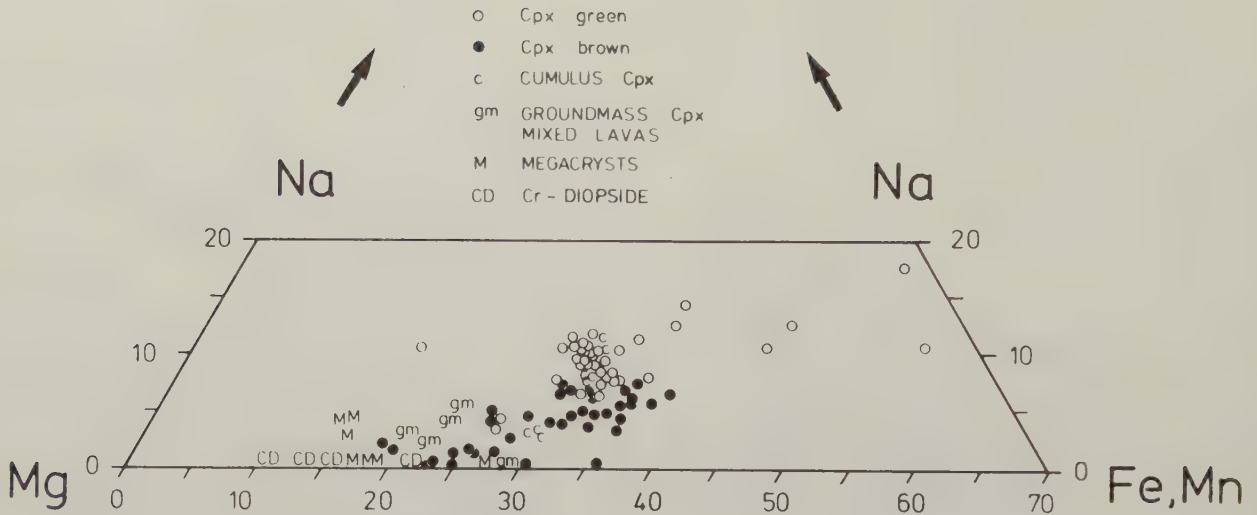


Abb.33: Variation der Cpx-Zusammensetzung im Mg-Fe, Mn-Na-Diagramm ($\hat{=}$ Diopsid-Hedenbergit-Acmit). Die Aegirinaugite haben die höheren Na (Acmit)-Gehalte, jedoch sind die Fe-Mn-Gehalte nicht wesentlich höher als die durchschnittlichen Werte für die Ti-Augite.

Die aluminiumreicheren braunen Pyroxene (Typ II) dagegen haben geringere Na_2O und MnO -Konzentrationen, aber signifikant höhere TiO_2 -Gehalte (Tab.3.5). Eine gute Differenzierung zwischen diesen beiden Typen ergibt sich bei einer Auftragung TiO_2 - Na_2O - MnO (Abb.32), Di-Hed-Ac (Abb.33) und Acmit-Komponente vs Calcium-Titan-Pyroxen (CTI, Abb 34). Demnach liegt bei den Einsprenglingen eine eindeutig bimodale Verteilung der chemischen Zusammensetzung vor, die - im Gegensatz zu den Amphibolen - mit einer unterschiedlichen petrographischen Ausbildung der Einsprenglinge korreliert werden kann. Die chemischen Unterschiede beruhen überwiegend auf TiO_2 , MnO , Na_2O und nur untergeordnet auf den wesentlichen Komponenten (CaO , FeO , MgO , Wo , En , Fs , s.Abb.35). Es liegt jedoch keine Mischungslücke zwischen Diopsid und Akmit im Sinne von AOKI (1964) vor, deren Existenz von YAGI (1966) ohnehin stark angezwei-

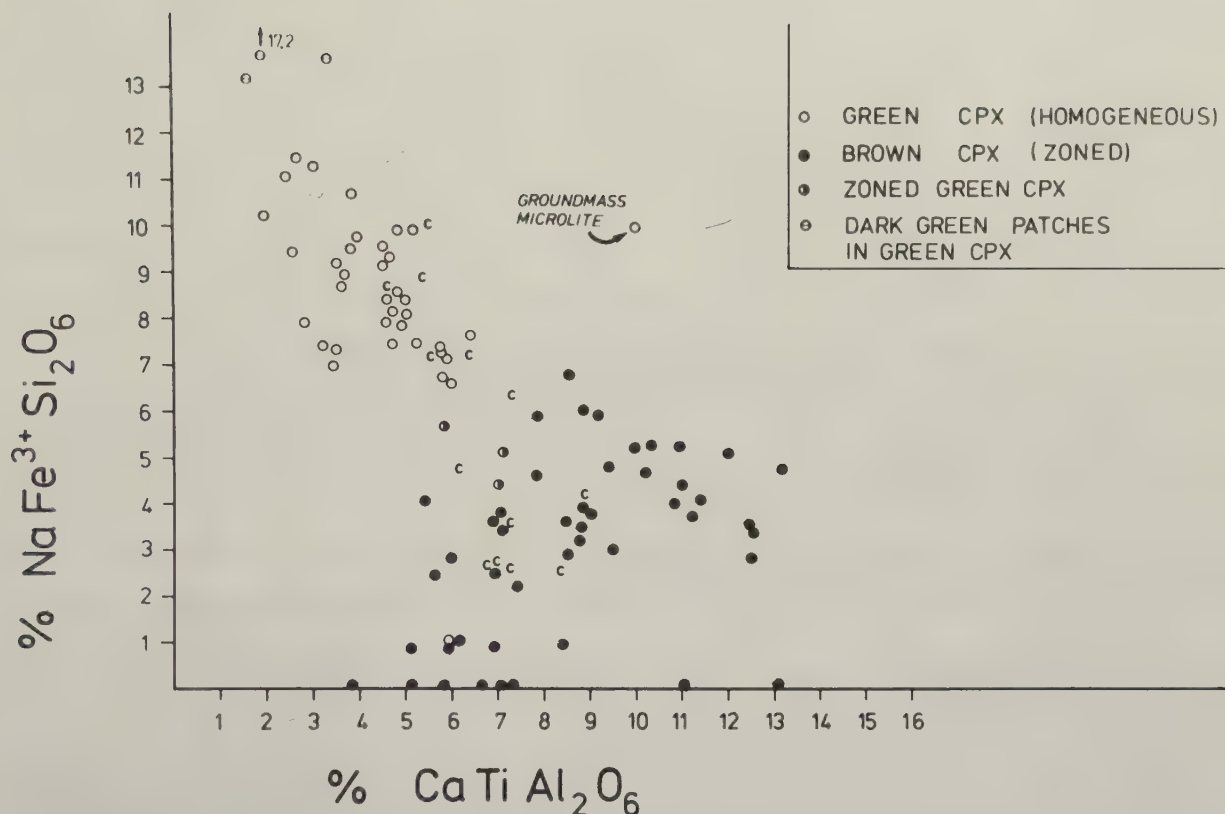


Abb.34: Die Verteilung der Komponenten Acmit ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) und CTI ($\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$) in den Pyroxenen. Deutlich lassen sich zwei Felder unterscheiden, die lediglich von Kumulatpyroxenen und den seltenen zonierten grünen Na-Augiten verbunden sind. Die Analyse des Grundmassemikrolith aus MLP liegt bei hohen Ac und CTI-Gehalten (s.Text).

felt wurde. Die Variationsbreite des Mg-Fe-Verhältnisses der grünen Pyroxene ist in einzelnen Kristallen (kaum Mg-Fe-Zonierung) und innerhalb der gesamten Gruppe (I) relativ klein (Abb.33). Dagegen variieren ihre absoluten Na_2O , MnO und TiO_2 -Gehalte weit stärker als die der braunen Pyroxenen, die aber ein weiteres Spektrum an $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnissen aufweist (Abb.32,35,Tab.3.5, App.). Das aus der Analyse berechnete $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis (Methode s.App.3) beider Typen unterscheidet sich nicht wesentlich (Abb.35).

Die Differenzierung zwischen dem grünen (Aegirinaugit, Typ I)

und den braunen Ti-reicheren Pyroxen (Ti Augit, Typ II) ist eindeutiger und statistisch besser belegt als die Unterscheidung der Amphibol-Typen. Beide Pyroxene sind in der gesamten Abfolge der Laacher Pyroklastika vertreten, eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Cpx-Einsprenglinge im Profil ist nicht festzustellen. Lediglich das Mengenverhältnis der beiden Typen variiert. OLP-Bimse generell und insbesondere die Hybridgesteine haben verglichen mit ULP und MLP, bei insgesamt höheren Pyroxengehalten signifikant mehr Ti-Augit-Einsprenglinge als Aegirinaugite. Diese qualitative Abschätzung bedarf der Bestätigung durch eine detaillierte, quantitative Auszählung der Einsprenglinge.

In Basaniten und Tephriten der Osteifel treten mehrere grüne und lila-braune Cpx-Varietäten als Einsprenglinge auf (DUDA & SCHMINCKE, 1978; FRANGIPANE, unveröff.; DUDA, in Vorb.; vgl. auch HUCKENHOLZ, 1965 a,b). Von diesen grünen Pyroxenen sind lediglich die Na- und Mn-reichsten Vertreter aus Tephriten mit den hier beschriebenen grünen Aegirin-Augiten zu vergleichen. Die normalen Ti-Augite in Basaniten und Tephriten entsprechen etwa den Ti-Augiten des Laacher Phonoliths. Nach der Einteilung der Pyroxene in tertiären Vulkaniten der Alkali-Olivinbasalt-Trachyt-Assoziation der Hocheifel (HUCKENHOLZ, 1965b), entsprechen die grünen Pyroxene des Laacher Phonoliths (I) den Na-reichen Klinopyroxenen, während die braunen (II) den Ti-reichen bzw. Ti-Pyroxenen in Basanitoiden der Hocheifel entsprechen.

Megakristalle und andere Einschlüsse

Megakristalle von Pyroxen treten entweder als Bruchstücke oder (bis 7 cm) große intakte Kristalle nur in den Mischgesteinen in OLP auf (Abb.12,30). Sie sind optisch und chemisch homogen. Forsterit-reicher Olivin (Fo₈₅) wird gelegentlich eingeschlossen. Rundliche Einschlüsse von eng verwachsenen Cpx und Phlogopit-Mikrolithen gehen vermutlich auf auskristallisierte Glaseinschlüsse zurück. Die Ränder der Megakristalle sind stark ausgefranst und zeigen zackig-unregelmäßige Resorptionserscheinungen begleitet von einer starken randlichen op-

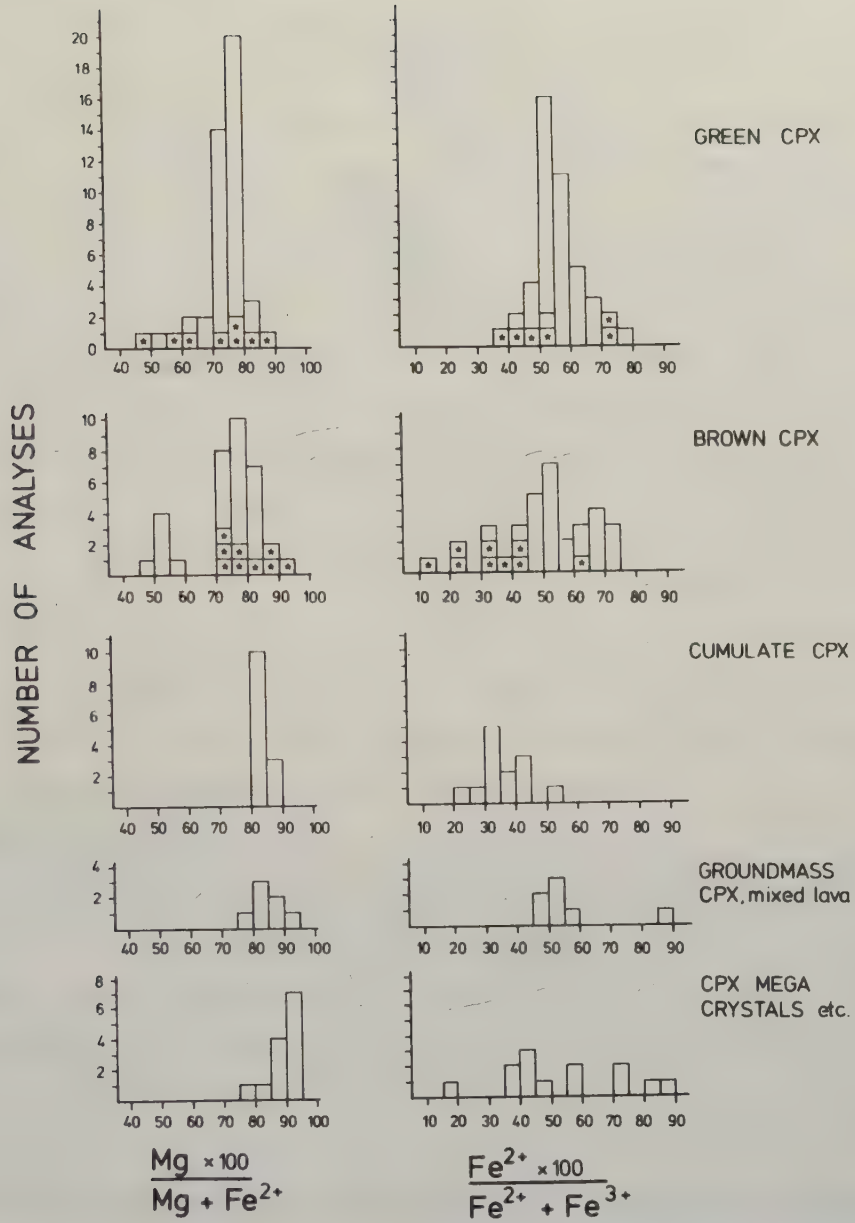


Abb.35: $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ sowie $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisse für die verschiedenen Pyroxene im Laacher Phonolith.

lischen (und chemischen) Zonierung. Die überwiegende Zahl der Cpx-Megakristalle ist in den allerhöchsten Schichten der Laacher Pyroklastika zu finden und werden in stratigraphisch tieferen Schichten immer seltener. Ein einzelner großer Cpx-Kristall konnte noch im mittleren OLP als Einschluß in Bims gefunden werden (1076). Dieser Cpx entspricht in seiner Zusammensetzung den normalen Megakristallen, auch er ist mit Olivin (Fo_{84}) verwachsen und wird von vielen kleinen Phlogopit- und Cpx-Mikrolithen ummantelt. Im Gegensatz zu den größeren Kristallen dieses Typs in Mischgesteinen weist er keinerlei Resorptionserscheinungen auf und ist randlich nur schwach zoniert. In ihrer chemischen Zusammensetzung sind die Mega-Pyroxene verglichen mit den Einsprenglingen Magnesium-reicher und haben höhere Chrom-Werte (Tab.3.5, App., Abb.31,35). Der höhere Al_2O_3 -Gehalt drückt sich in der deutlich höheren CATS-Komponente aus (Tab. 3.5) . Mit dieser Zusammensetzung entsprechen die Mega-Cpx den Al-Augiten, die von WASS (1979) höheren Bildungsdrucken zugeordnet werden. In einem $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ -Diagramm (Abb.36) zeigen die Mega-Cpx dementsprechend die höchsten $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ -Verhältnisse aller hier vom Laacher See analysierten Pyroxene. Dies spricht nach WASS (1979) und AOKI & KUSHIRO (1968) für relativ höhere Bildungsdrücke.

Eine weitere Pyroxen-Varietät tritt in einem wherlithischen Einschluß in einem Mischgestein auf. Nach der chemischen Analyse handelt es sich um einen Chromdiopsid (Cr_2O_3 bis 1,1Gew.%) der Gruppe A nach WASS (1979).

Nur wenige Pyroxene der Grundmasse konnten wegen ihrer geringen Größe und Seltenheit analysiert werden. Die Zusammensetzung einer Probe (1036, MLP) zeigt ein sehr viel kleineres $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis, hohe Natrium, Mangan und Titan-Konzentrationen. Damit unterscheidet sich dieser Pyroxen von allen anderen analysierten Pyroxenen (s.Tab.3.5, App., Abb.34). Pyroxene dieser Zusammensetzung (Titan-reicher Aegirinaugit) sind recht ungewöhnlich. Titanaegirine mit noch viel höheren Na_2O -Gehalten, aber ähnlichem TiO_2 sind in pantelleritischen und comenditischen Gesteinen Gran Canarias zu finden

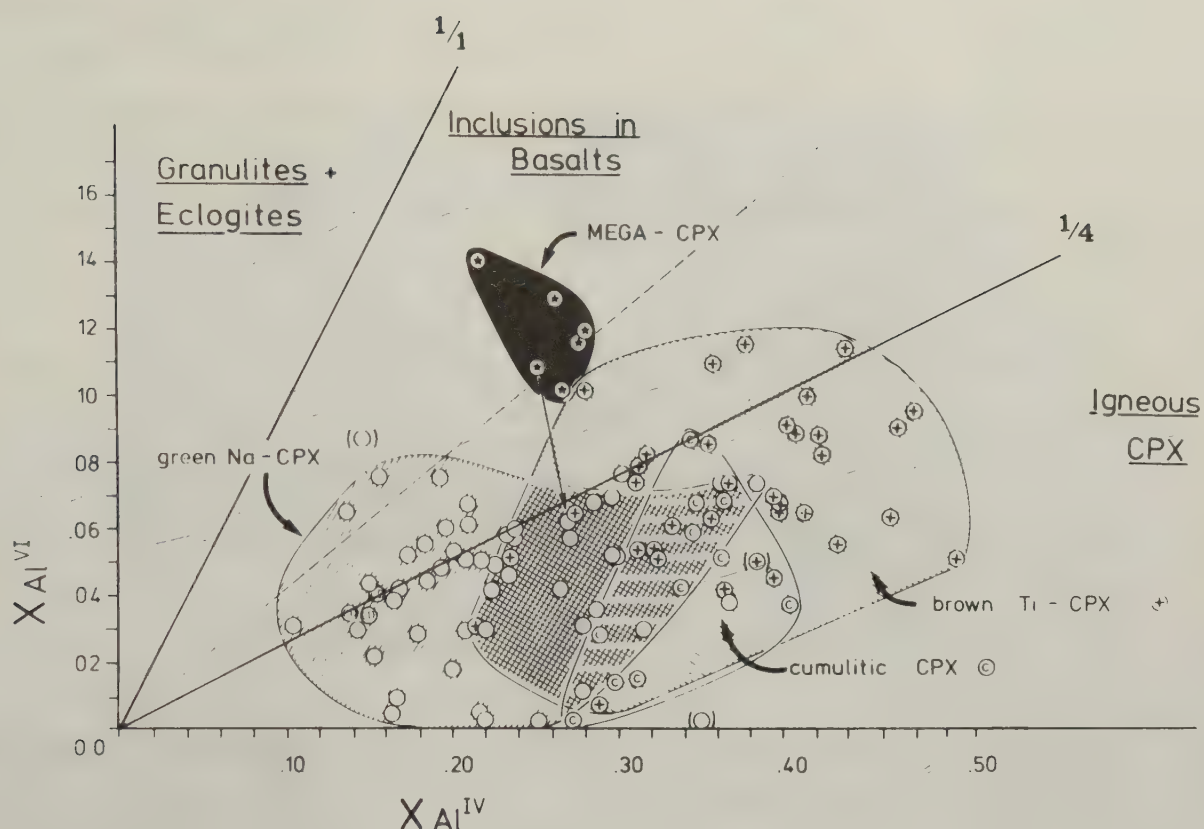


Abb.36: Tetraedisch (Al^{IV}) und oktaedrisch (Al^{VI}) koordiniertes Aluminium in Laacher See Pyroxenen. Braune Ti-Augite grüne Pyroxene und Kumulatpyroxene unterscheiden sich nicht wesentlich in ihrem $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ -Verhältnis. Die überwiegende Zahl von Cpx-Einsprenglingen liegt im Feld "igneous Cpx" ($\hat{=}$ Einsprenglinge) nach AOKI & KUSHIRO (1968). Die höchsten $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ -Verhältnisse haben die Megakristalle.

(SCHMINCKE, 1969a; FRISCH & SCHMINCKE, unveröffentl. Daten).

Die Matrix der Mischlaven ist überwiegend kristallin. Sie besteht neben wenig braunem Glas überwiegend aus Pyroxenmikrolithen und wenig Olivin und Phlogopit. In ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen die Matrixpyroxene weitgehend den Magnesium-Titan-reicheren Gliedern der Ti-Augiten (Typ II, s. Abb. 35).

Die analysierten Pyroxene in Kumulatgesteinen haben eine variable Zusammensetzung zwischen den etwas Na-ärmeren Varianten der grünen Pyroxene (I) und den etwas Na-reicheren Ti-

Augiten (II) (s. Abb. 31, 32, 35). Sie haben etwas höhere Mg/Mg+Fe- und signifikant niedrigere $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisse als normale Einsprenglingspyroxene. Auch in den Kumulatgesteinen gibt es braune und grüne, zonierte und homogene Pyroxene; die petrographische Unterscheidung ist jedoch nicht so eindeutig wie bei den Einsprenglingen der Bimse.

Zusammenfassung: Pyroxene

In ihrer chemischen Variabilität sind die Pyroxene die komplexeste Mineralphase des Laacher Phonoliths. Während die Chromdiopside als Bestandteil von Manteleinschlüssen und die Cpx-Megakristalle in Übereinstimmung mit der Literatur (IRVING, 1974; BROOKS & PRINTZLAU, 1978; WASS, 1979) als frühe Hochdruckkristallisate interpretiert werden können, gibt es für das Auftreten zweier chemisch verwandter, aber eindeutig differenzierter Einsprenglingspyroxene keine unmittelbare Erklärung. Die von AOKI (1964) postulierte Mischungslücke im System Di-Hed-Ac liegt bei viel höheren Acmit-Gehalten. Außerdem liegt hier eher eine bimodale Verteilung mit wenigen Zwischengliedern als eine rechte Mischungslücke vor. Zwei Möglichkeiten müssen diskutiert werden:

- 1) Die unterschiedlichen Pyroxene wurden im selben Magmenreservoir unter unterschiedlichen Kristallisationsbedingungen (z.B. P_{02} , YAGI, 1966) und/oder in unterschiedlichen Teilmagmen gebildet, die sich später gemischt haben.
- 2) Die Pyroxene sind nicht komagmatisch sondern entstanden in zwei unabhängigen Schmelzen.

IV.3.5 Titanit

Titaniteinsprenglinge (Abb. 37) sind grundsätzlich idiomorph mit typisch länglichen, spitzwinkligen Kristallformen. Bei einem relativ begrenzten Korngrößenspektrum innerhalb einer Probe steigen ihr Gehalt und ihre Durchmesser von ULP nach OLP kontinuierlich an (Abb. 11 und Abb. 5 in BOGAARD & SCHMINCKE (im Druck)). Sie sind zudem ein wesentlicher Bestandteil der glasreichen Kumulate; in Kristallform - und Größe entsprechen sie dort den Einsprenglingstitaniten. Ihre chemische Zusammensetzung (Tab. 3.6, App.) bleibt im gesamten stratigra-

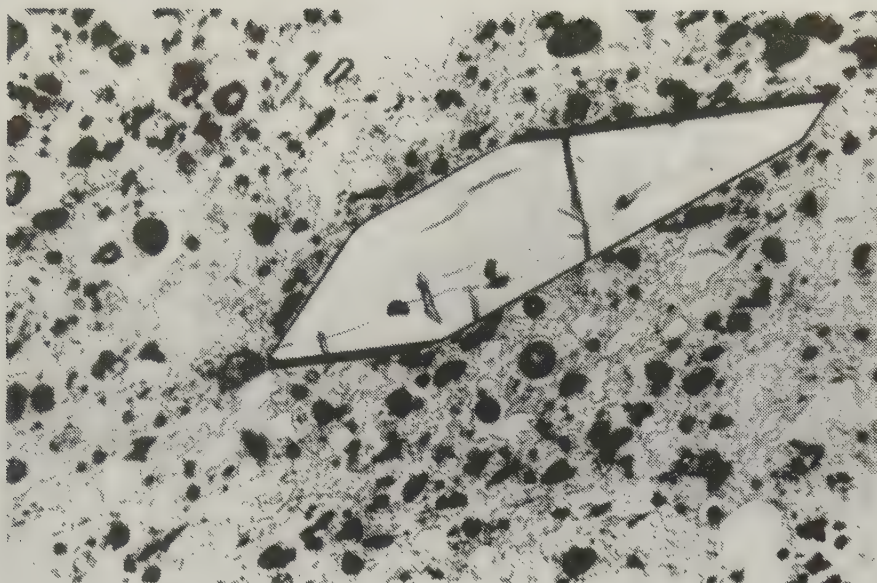


Abb.37: Idiomorpher Titanitkristall in einem OMLP-Bims (Probe 1044). Länge des Einsprenglings: 0,88 mm, parallele Polarisatoren

phischen Profil konstant (Abb.38), lediglich in ULP sind die Fe-ärmeren Titanite nicht vertreten. Die Al_2O_3 - und FeO-Gehalte der Mikrosondenanalyse liegen innerhalb der Variationsbreite der von DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1974) zusammengestellten Analysen. Im Vergleich zu einer Titanitanalyse von DUDA & SCHMINCKE (1978) hat der Titanit des Laacher Phonoliths identische Aluminium-Werte, aber meist einen etwas höheren Eisen-gehalt. Die in Tabelle 3.7 (s.Appendix) angegebenen und in Abbildung 38 dargestellten Chromkonzentrationen der Titanite sind erstaunlich hoch. In keiner Titanit-Analyse der Literatur ist Chrom als ein wesentlicher Bestandteil dieses Minerals vermerkt (s.RIBBE, 1980). Vermutlich liegt ein analytisches Problem vor (vgl.Apatit, Kap.IV.3.6), da die Spurenelementanalysen von Titanit-Separaten (s.Kap.VI.7) lediglich Konzentrationen zwischen 5 und 70 ppm aufweisen. Die in Tabelle 3.6 (Appendix) aufgelisteten Analysenwerte für " P_2O_5 " und " Cr_2O_3 " beruhen wahrscheinlich auf einer "Verwechslung"

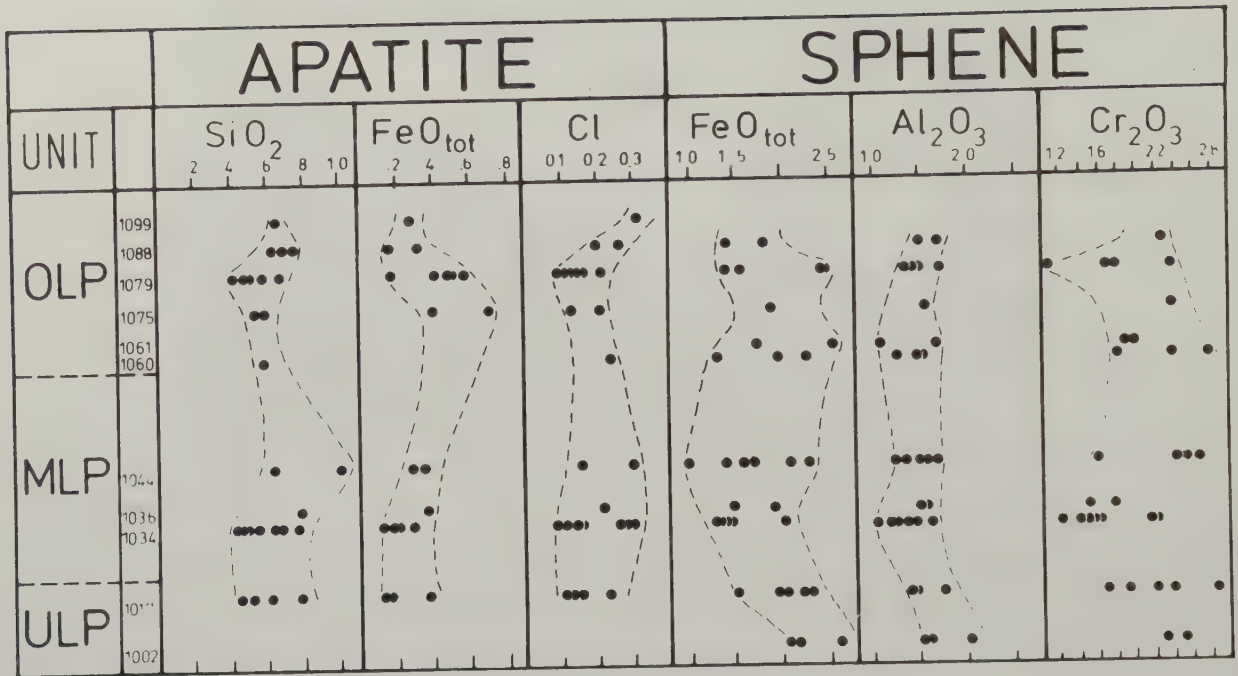


Abb.38: Gehalte an SiO₂, FeO_{tot} und Cl in Apatit und FeO_{tot}, Al₂O₃ und "Cr₂O₃" in Titanit. Die Analysen zeigen keine systematischen Veränderungen im stratigraphischen Profil.

bei der computergesteuerten Peakidentifikation der Meßspektren der Mikrosondenanalysen. Es handelt sich bei den fälschlich als Cr₂O₃ und P₂O₅ identifizierten Reflexen wahrscheinlich um die relativ hohen Gehalte an Seltenen Erden und Schwermetallen (vgl.Kap.IV.3.6).

IV.3.6 Apatit

Apatit ist grundsätzlich idiomorph und ist nur selten als "freier" Einsprengling zu finden. Kleine Apatitnadeln sind dagegen häufig als Einschlüsse in Cpx und Amphibolen zu finden. Die Beimengungen an SiO₂, FeO und Cl (Tab.3.7, App.) schwanken in geringen Grenzen und zeigen keinerlei Abhängig-

keit zur Stratigraphie (Abb.38). Dies ist beim Chlor verwunderlich, da die Chlorgehalte der Bimse (und deren Grundmassen) von OLP nach ULP um einen Faktor 4 ansteigen. Da Fluor mit der Mikrosonde nur unter großem Aufwand genau gemessen werden kann, liegen nur zwei qualitative Fluor-Analysen von Apatit vor (3,25, 3,5% F). Danach handelt es sich um Fluorapatite. Im Skaergaard-Komplex zeigen die Fluorapatite bei abnehmenden Chlorgehalten einen starken Anstieg der Fluorkonzentration mit dem Grade der Differenzierung des Gesteins (NASH, 1976; BROWN & PECKET, 1977). Damit verhalten sich die Laacher See und die Skaergard -Apatite grundsätzlich verschieden. Eine mögliche Erklärung dieser Diskrepanz könnte in den schon von vornherein, verglichen mit den Apatiten von Skaergaard sehr hohen Fluor-Gehalten der OLP-Apatite (3,5%) liegen. Eine weitere Fluor-Anreicherung (bei gleichzeitiger Reduktion der Chlorkonzentration) in MLP und ULP Apatiten ist vielleicht gar nicht mehr möglich. Die Anteile an SiO_2 und FeO der Apatitanalysen in Laacher See Apatit liegen bei den von DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1974), NASH (1976) und BROWN & PECKET (1977) angegebenen Werten. Lediglich die K_2O -Konzentrationen von 0,12-0,22 liegen über dem Spektrum der Literaturwerte. Die in Apatit-Analysen angegebenen Werte für SO_3 gehen vermutlich auf ein analytisches Problem zurück, ähnlich den Titanitanalysen für Cr_2O_3 und P_2O_5 .

IV.3.7 Titanomagnetit

Titanomagnetit ist das einzig Fe-Ti-Oxid des Laacher Phonolith, Ilmenit tritt weder als Einsprengling noch als Entmischungsphase in Magnetit auf. Im Gegensatz zum Titanit, der nur wenig häufiger ist als der Magnetit, reicht das Korngrößenspektrum der Magnetite zu viel kleineren Durchmessern herab (Abb.39). Er ist damit ein wesentlicher Bestandteil der Grundmasse der dichten Bimse mit mikrokristalliner Grundmasse. Seine Zusammensetzung (Tab.3.8, App.) zeigt, abgesehen von Al_2O_3 , keine systematische Veränderung in der Laacher Abfolge (Abb.39). Im Vergleich zu den Magnetiten in Basaniten und Tephriten (DUDA & SCHMINCKE, 1978) sind die Magnetiteinsprenglinge des

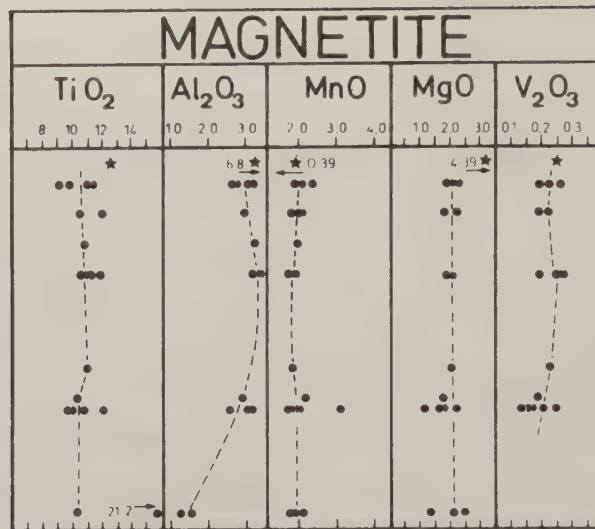


Abb.39: Die Nebenelementzusammensetzung der Titanomagnetite des Laacher See Phonoliths (Punkte) und einer Probe aus einem Mischgestein (Stern). Lediglich die Al_2O_3 -Gehalte sind in ULP etwas niedriger.

Phonoliths TiO_2 - und MgO -ärmer (9-12% TiO_2) (bis auf eine Ausnahme). Ihre MnO -Gehalte sind jedoch 2-4 mal höher als in den Magnetiten von DUDA & SCHMINCKE (1978). V_2O_3 -Werte (0,2-0,3%) sind vergleichbar mit Magnetitanalysen von BAUER (1973) aus einem Rhyodazit (bei ähnlichen TiO_2 -Konzentrationen) und einem Trachybasalt (bei höherem TiO_2 , CARMICHAEL, 1967). SiO_2 -Gehalte der Magnetite entsprechen denen aus Trachyten (BROWN & CARMICHAEL, 1971) und Osteifel Tephriten (DUDA & SCHMINCKE, 1978). Al_2O_3 -Gehalte in Magnetit vom Laacher Vulkan und Osteifel Tephriten sind praktisch identisch während sie in Basanit deutlich höher liegen. Die hier analysierten Magnetiteinsprenglinge sind typisch für höher bis hochdifferenzierte (alkalische) Schmelzen.

IV.3.8 Dunkelglimmer

Im phonolithischen Bims sind Dunkelglimmer selten, in ULP

konnte er in Spuren nur in einem Schwermineralkonzentrat aus etwa 10 kg Bims nachgewiesen werden. Die Farbe der Einsprenglinge ist dunkel-rotbraun, ihr maximaler Durchmesser beträgt ca. 250 μm (Abb.27). In OLP können hellgelb-braune von den rotbraunen Glimmern unterschieden werden. Mischgesteine führen Glimmer des hellgelben Typs sowohl als Bestandteil der Matrix als auch in der Form von Einsprenglingen und Megakristallen (s.BRAUNS, 1928). Nach ihrem Mg/Fe-Verhältnis ($< 0,5$, Tab.3.9, App.) handelt es sich bei den rotbraunen Varianten um Biotite (I) während die heller gefärbten Glimmer mit Mg/Fe > 3 Phlogopite sind, die den von DUDA & SCHMINCKE (1978) und BRAUNS (1928) analysierten Dunkelglimmern entsprechen (Typ III). Zusätzlich zum Mg-Gehalt lassen sich die Biotit-Einsprenglinge von ULP, MLP durch das MnO/TiO_2 -Verhältnis eindeutig von den Phlogopiten in OLP und den Mg-Glimmereinsprenglingen in Basaniten der Osteifel unterscheiden (s.Abb.29). Eine weitere Variante stellen Mg-reiche Biotite dar (Mg/Fe = 1,8, II), die jedoch die mit den Phlogopiten vergleichbaren niedrigen MnO und hohen TiO_2 -Gehalte haben. Biotite dieses Typs treten im unteren OLP neben Biotiten vom Typ I und in einem mafischen Cpx-Amph-Kumulat auf. Die Phlogopite in den Mischgesteinen und in den Bimsen von OLP sind in ihrer Zusammensetzung praktisch identisch mit den Phlogopiten-Einsprenglingen in Basaniten und Tephriten (DUDA & SCHMINCKE, 1978), die nur geringfügig höhere Na_2O -Gehalte haben (s.Abb.29). Dunkelglimmer in Phonolithen des Vesuv-Somma Vulkans (BARBERI et al, im Druck) liegen in ihrer Zusammensetzung (d.h. Mg/Fe-Verhältnis) zwischen den Phlogopiten I und II des Laacher Phonoliths. Mit ihren relativ hohen TiO_2 -Werten entsprechen sie jedoch den Fe-reichen Biotiten (III).

IV.3.9 Olivin

Forsterit-reicher Olivin (Tab.3.10, App.) tritt entweder als idiomorpher Mikroeinsprengling (Fo_{88-90}), als Bruchstück großer Kristalle (Fo_{87} , $\varnothing$ bis 2 cm) und als Einschluß in Cpx-Megakristallen (Abb.40,41) bzw. zusammen mit Chromdiopsid in Manteleinschlüssen auf (Fo_{84-86}), grundsätzlich aber nur in



Abb.40: Olivinmikroeinsprengling in Mischgestein 1099-2 (OLP). Deutlich sind drei kleine schwarze Spinelleinschlüsse zu erkennen. Länge des größeren Kristalls 330 μm , parallele Polarisatoren.

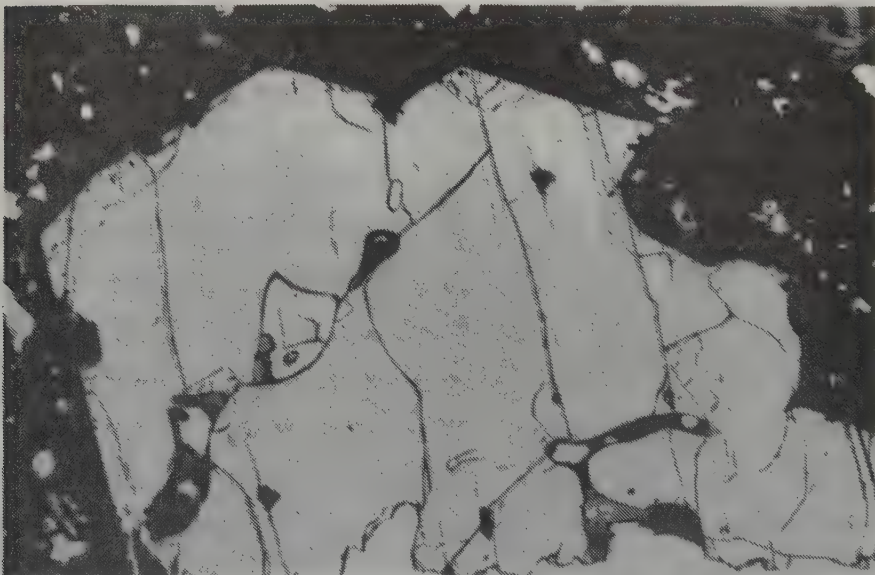


Abb.41: Großer Olivinkristall in Mischgestein 1099-2 (OLP). Durchmesser des Kristalls 2,9 mm, parallele Polarisatoren.

den Mischlaven in oberen OLP-Schichten. Die kleinen Olivineinsprenglinge haben im Gegensatz zu den anderen viele Einschlüsse von idiomorphen Spinellen (Picotit). Diese kleinen Olivine sind die Magnesium-reichsten Olivine in den Mischgesteinen und finden sich besonders häufig in Taschen und Ausbuchtungen von großen Olivinen oder Cpx-Megakristallen. Große Olivine sind homogen und haben z.T. resorbierte Korngrenzen. Diese großen Olivine sind leicht mechanisch separierbar und entsprechen vermutlich den von SIMON (1969) analysierten Olivinproben aus seinen "Olivintrachyten". Die hier bestimmten Forsterit-Gehalte (Fe_{87}) sind etwas höher als die Eisen-reicheren Analysen von Mineralseparaten SIMONS (1969), die möglicherweise durch kleine Magnetit-Gehalte verunreinigt waren. Olivineinsprenglinge in mafischen Anorthoklas-Phonolithen Neuseelands (PRICE & CHAPPELL, 1975) bzw. der Antarktis (KYLE, 1977) haben typischerweise viel geringere Forsterit-Gehalte (Fe_{35} , Fe_{50}). Dagegen sind die Olivine der Mischgesteine des Laacher Sees viel eher mit den Forsterit-reichen Olivinen in basaltischen Gesteinen generell und den Basaniten und Tephriten der Osteinfel zu vergleichen (Fe_{84-87} , DUDA & SCHMINCKE, 1978). Dies sind eindeutige Hinweise, daß die Olivine in OLP nicht aus dem Laacher Phonolith kristallisiert sind sondern der basanitischen Komponente der Mischgesteine zuzuordnen sind.

IV.3.10 Nephelin

Nephelineinsprenglinge treten ausschließlich in den höchstdifferenzierten ULP-Bimsen auf. Die völlig idiomorphen Kristalle erreichen eine Größe von 3 mm Durchmesser. Sie sind entweder als freie Einsprenglinge oder in Verwachsung mit Sanidin und/oder Cancrinit zu beobachten (Abb.42). Die Nepheline sind homogen und haben die Zusammensetzung Ne_{73} , Ks_{11} , Qz_{16} (in Mol%, s.Tab.3.11, App.). Der SiO_2 -Überschuß ist in fast allen magmatischen Nephelinen nachzuweisen (DOLLASE & THOMAS, 1978) und ist in der Kristallstruktur von Nephelin begründet (BÜRGER et al, 1954). ULP-Nephelin liegt in seiner Zusammensetzung (i.e. SiO_2 -Überschuß) im oberen Bereich natürlich auftretender Nepheline und ist vergleichbar mit ei-

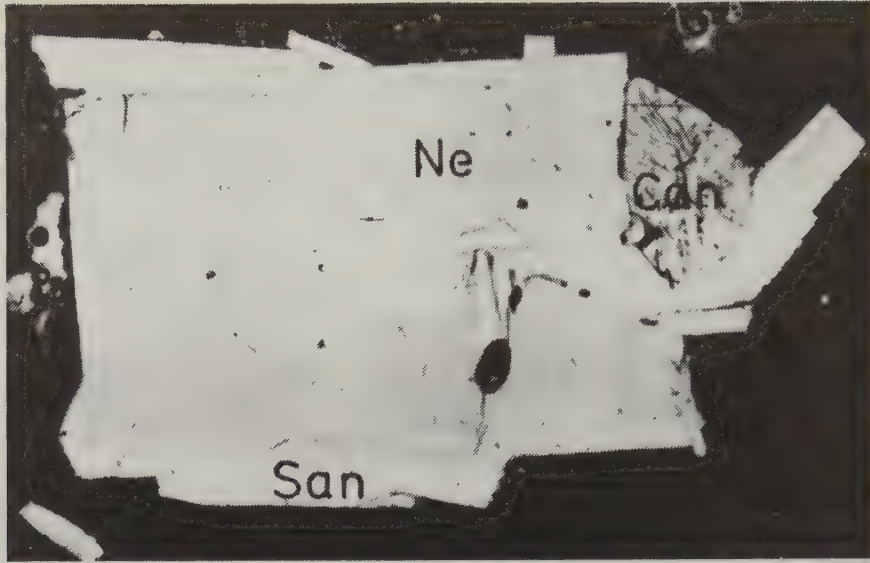


Abb.42: Großer Nephelinkristall in Verwachsung mit kleineren Sanidintafeln und einem Cancrinitkristall. Dieser Cancrinit (hohes Relief) ist relativ frisch, andere sind meist stärker randlich resorbiert. Die Grundmasse dicht und mikrokristallin. Länge des Nephelins 2,7 mm, parallele Polarisatoren, Probe 1002 (ULP).

nem Nephelin aus einem Tinguait von Neusüdwailes (WILKINSON, 1965). SIMON (1969) erwähnt Nephelin als Verunreinigung eines seiner Feldspat-Separate, hat ihn jedoch nicht genetisch gedeutet. Nephelin als Einsprenglingsmaterial des Laacher Phonoliths ist damit in der vorliegenden Arbeit und durch KNOOP (1981) positiv nachgewiesen worden.

IV.3.11 Zirkon

Zirkon wurde von FRECHEN (1976) als Schwermineral in der Aschefraktion der Laacher Pyroklastika bestimmt. In ULP-äquivalenten Einheiten fand er vergleichbare Mengen an Zirkon und Amphibol. Hier konnte Zirkon nur in wenigen Körnern aus einem Schwermineralkonzentrat von etwa 10 kg ULP-Bimse gewonnen werden ($\approx 10^{-6}$ ppm Zirkon!). Die übrigen Schwerminerale ergaben etwa 10 g mit einem Cpx/Amph-Verhältnis von 1-3 (je nach Kristall-

durchmesser der getrennten Minerale, fein - grob). Es ist daher unmöglich, daß die von FRECHEN (1976) beschriebenen Schwermineralverhältnisse und Zirkonhäufigkeiten auf ursprüngliche Mineralverteilungen in komagmatischen Bimsen zurückgeht. Vermutlich stammen die Zirkone von FRECHEN (1976) aus aufgearbeiteten Nebengesteinen der Pyroklastika. Auf unabhängiger Basis gelangen BOGAARD & SCHMINCKE (im Druck) zum selben Schluß und belegen quantitativ den Einfluß von Fremdgesteinen auf die Schwermineralverteilung in der Aschefraktion der Laacher Pyroklastika. Die hier gefundenen Zirkonkristalle sind vollkommen klar und sichtbar zoniert, farblos und haben einen maximalen Durchmesser von 600 μm (Abb.43). Sie sind idiomorph und haben eine tetragonal-bipyramidale Tracht, Prismen sind auf kleinste kantenbrechende Flächen beschränkt (Abb.43). Diese Tracht ist typisch für Zirkone in alkalireichem bis pegmatitischem Milieu (und/oder niedrige Bildungstemperaturen und Wachstumsgeschwindigkeiten), siehe SPEER (1980).

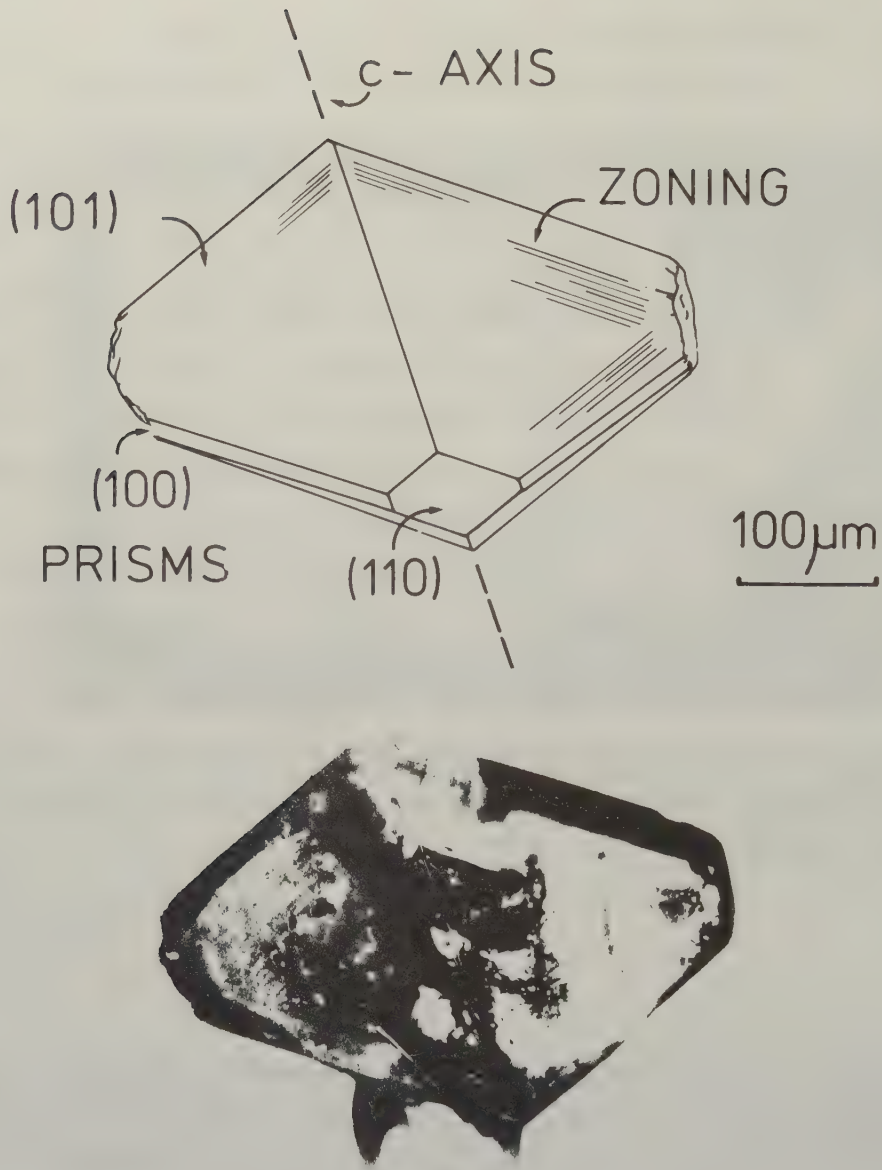


Abb.43: Zonierter Zirkonkristall aus Schwermineralkonzentrat der Probe 1017 (ULP). Der größte Durchmesser dieses klaren, fast vollkommen idiomorphen Kristalls beträgt etwa 600 μm . Die Skizze soll die Morphologie des Kristalls verdeutlichen.

IV.3.12 Cancrinit

Dieses Mineral ist als Bestandteil von untersättigten Subvulkaniten des Laacher Vulkangebietes schon lange bekannt (BRAUNS & UHLIG, 1912). Cancrinit, als CO_2 -haltiges Mineral ist beschränkt auf Bildungsbedingungen mit ungewöhnlich hohen CO_2 -

Partialdrucken (EDGAR, 1964) und bildet daher nur extrem selten Einsprenglinge in Effusivgesteinen (TRÖGER, 1969). In ULP tritt er in großen, bis 1,5 mm langen prismatischen Kristallen auf. Rundliche Kristallformen (Abb.42) und schmale bräunliche Reaktionssäume deuten auf die Resorption der Kristalle und Ungleichgewicht zwischen phonolithischer Schmelze und dem Cancrinit. Daher ist nicht sicher, ob der Cancrinit eine Einsprenglingsphase ist, die bei (oder vor) der Eruption durch die Reduzierung des CO_2 -Partialdruckes instabil wurde, oder ob es sich um Xenokristalle handelt, die dann von den von BRAUNS & UHLIG (1912) beschriebenen Subvulkaniten abzuleiten wären. Für Cancrinit als Einsprenglingsphase spricht die Tatsache, daß sie von idiomorphem Nephelin eingeschlossen vorkommen (Abb.42). BARBERI et al (im Druck) beschrieben Cancrinit als Mikro einsprenglinge im Avellino Bims vom Somma-Vesuvius Vulkan. Die Zusammensetzung dieses Cancrinites ist mit den hier analysierten großen Kristallen aus ULP (Tab.3.12, App.) nahezu identisch. Cancrinit ist damit im Laacher See Phonolith als mögliche Einsprenglingsphase zunächst während der vorliegenden Arbeit und auch von KNOOP (1981) nachgewiesen worden.

IV.4 Glaseinschlüsse

Meist runde, 10-150 μm große, hellbraune bis farblose Glaseinschlüsse treten in Amphibolen, Cpx (nur Typ I) und Titanit häufig, in Hauyn, Feldspäten und Magnetit dagegen viel seltener auf. Über 100 Glaseinschlüsse wurden mit der Mikrosonde analysiert (Methode s.App.2.2). Sie variieren stark in ihrer chemischen Zusammensetzung, die, abgesehen von den analytischen Problemen, abhängig sind a) von der Art des Wirtskristalls, b) der stratigraphischen Position der Probe und c) vom Typ des Glaseinschlusses. Na_2O und K_2O der Glasanalysen sind mit relativ großen Fehlern behaftet durch das Verdampfen bzw. Abdiffundieren der Alkalien unter der Wirkung des Elektronenstrahls. Dabei reagiert Na weitaus empfindlicher als K (AUTEFAGE & COUDERC, 1980). Bei größeren Strahldurchmessern wird dieser Effekt allerdings vernachlässigbar. Aus diesem Grunde ist das analysierte Na/K-Verhältnis von großen Ein-

schlüssen genauer als das von kleinen Glaspartien. Das $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis ist jedoch in jedem Fall besser zum Vergleich von Glasanalysen untereinander geeignet als die absoluten Konzentrationen. Weiterhin lassen sich Glaseinschlüsse unterschiedlicher Zusammensetzung gut durch ihre CaO und FeO_{tot} (Gesamteisen) differenzieren. CaO und FeO liegen in gut analysierbaren Konzentrationen vor (0,5-4%) und zeigen eine große Variationsbreite in den verschiedenen Glaseinschlüssen (s. Abb.44). Eine Übersicht über die Zusammensetzung der analysierten Glaseinschlüsse geben Tabelle 3.13 (s. Appendix) und die folgenden Abbildungen. Ein Vergleich der Zusammensetzungen aller Glaseinschlüsse ergibt:

a) Es existieren keine Glaseinschlüsse, die der Zusammensetzung einer basischeren Schmelze entsprechen als durch das Spektrum an Zusammensetzungen des Laacher Phonoliths belegt ist. Die mafischsten Gläser entsprechen etwa einer OMLP Gesamtgesteins- bzw. OLP-Matrixzusammensetzung (Abb.44).

b) Die chemische Zusammensetzung der Einschlüsse ist sehr variabel, sie fallen im Vergleich zu den Matrixzusammensetzungen durch ihre relativ hohen K_2O -Gehalte auf (Abb.45).

c) Aus den Oxid-Häufigkeitsdiagrammen (Abb.46-51) ergibt sich (außer für K_2O , Al_2O_3 und SiO_2 , die nicht dargestellt sind) eine relativ gute Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung von Glaseinschlüssen und Matrix der entsprechenden Probe. Es resultiert demnach eine, wenn auch schwache Korrelation zwischen der durchschnittlichen Glaseinschlußzusammensetzung und der stratigraphischen Position der Probe. Für CaO , FeO , Na_2O und TiO_2 ist dieser Trend besonders deutlich. Mangan und Natrium zeigen eine bimodale Verteilung der Zusammensetzung in den Glaseinschlüssen. Diese Elemente sind zugleich die einzigen Hauptelemente, die in der Laacher Phonolithabfolge nach ULP hin angereichert sind (vgl. Abb.14). Offensichtlich handelt es sich bei den Glaseinschlüssen in ULP um zwei Typen, der eine entspricht den MLP und OLP Glaseinschlüssen während der andere (höher in Na_2O , MnO und Cl) die relativ stärker differenzierte (ULP-)Schmelze repräsentiert.

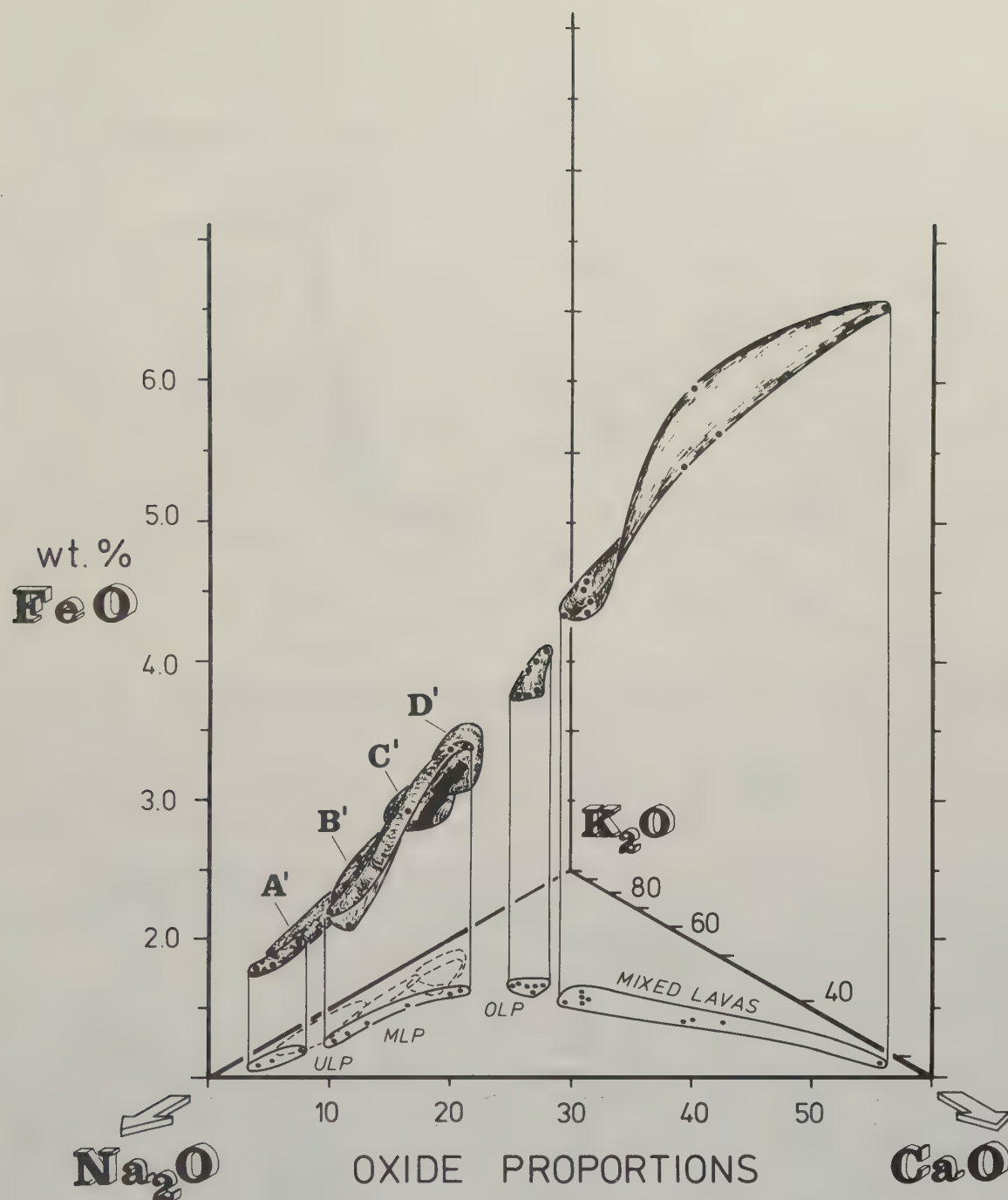


Abb.44: Darstellung der Gesamtgesteins- und Glaseinschlußzusammensetzung im $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Raum. Im Vordergrund liegen Gesamtgesteine (Punkte). Glaseinschlüsse sind als "Kissen" zu höheren K_2O -Gehalten (niedrigen Na_2O) verschoben. Besonders deutlich zeigt sich die Trennung von OLP Gesamtgestein und OLP Glaseinschlüssen. A'= ULP, B'= UMLP, C'= OMLP, D'= OLP-Glaseinschlüsse (s.Abb.52).

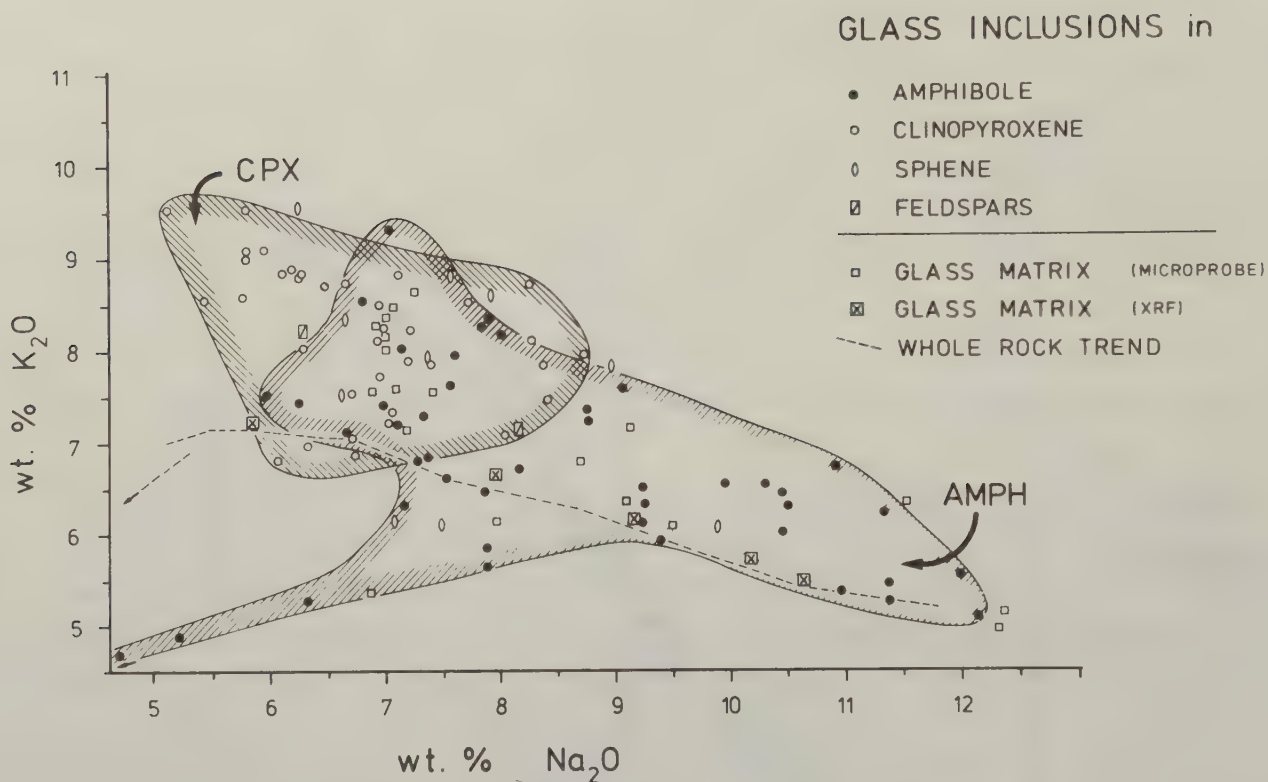


Abb.45: K_2O - Na_2O - Variationsdiagramm der Glaseinschlußzusammensetzungen. Amphibol-Glaseinschlüsse (und EMS-Matrixanalysen) bilden bei einer großen Variationsbreite die Zonierung der RFA-Matrixdaten ab. Gegenüber dem Matrix (und Gesamtgesteinstrend, RFA) sind die Mikrosondenanalysen von Glaseinschlüssen und Matrixglas systematisch zu höheren K_2O -Werten verschoben. Cpx-Glaseinschlüsse haben nie ULP- oder MLP-Zusammensetzung. Der "Schwanz" an Datenpunkten im linken unteren Teil des Diagramms geht auf Na_2O -Verluste während der Analyse zurück.

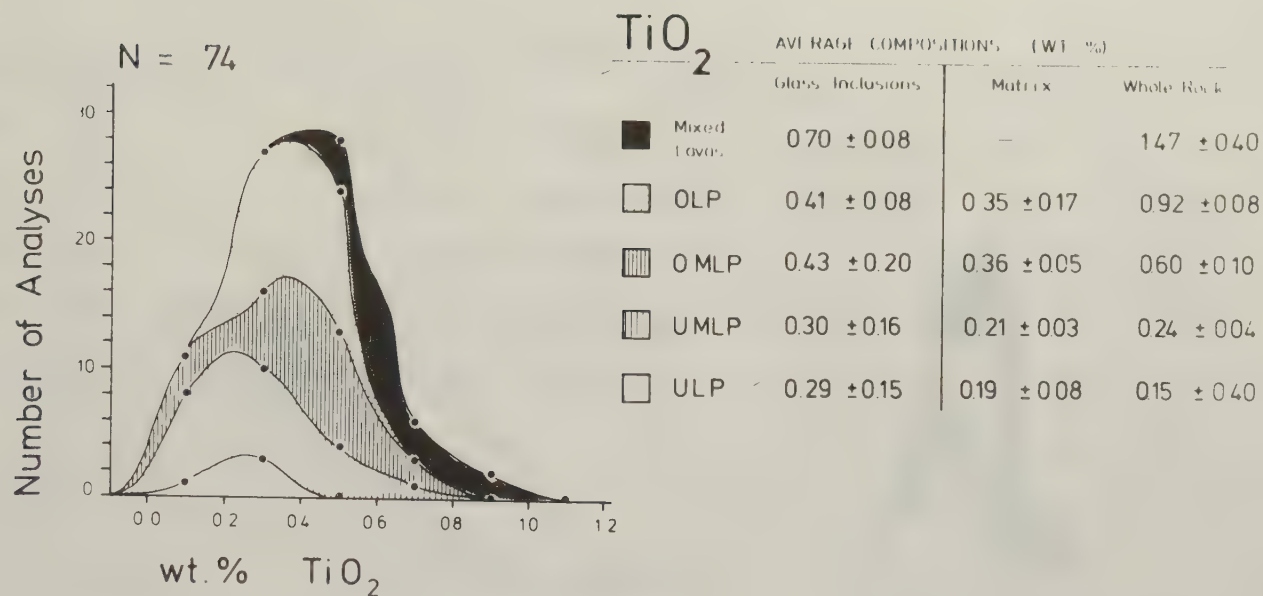


Abb.46: Häufigkeitshistogramm für TiO₂ Mikrosondenanalysen von Glaseinschlüssen in den fünf Einheiten. Zum Vergleich sind die mittleren TiO₂-Konzentrationen mit den Standardabweichungen für Glaseinschlüsse, Matrix und Gesamtgesteine angegeben. N ist die Gesamtzahl der Analysen (nicht von allen Glaseinschlüssen wurde TiO₂ bestimmt).

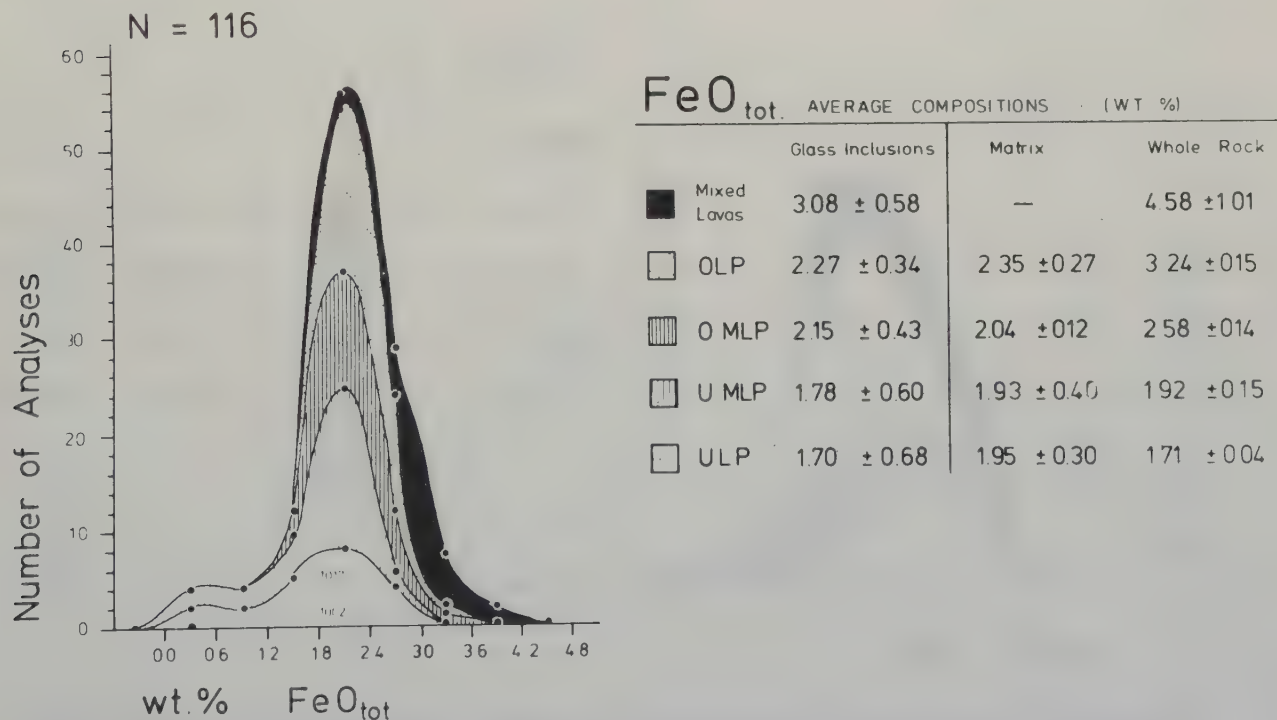


Abb.47: Häufigkeitsverteilung von FeO_{tot} von EMS-Glaseinschlüßanalysen.

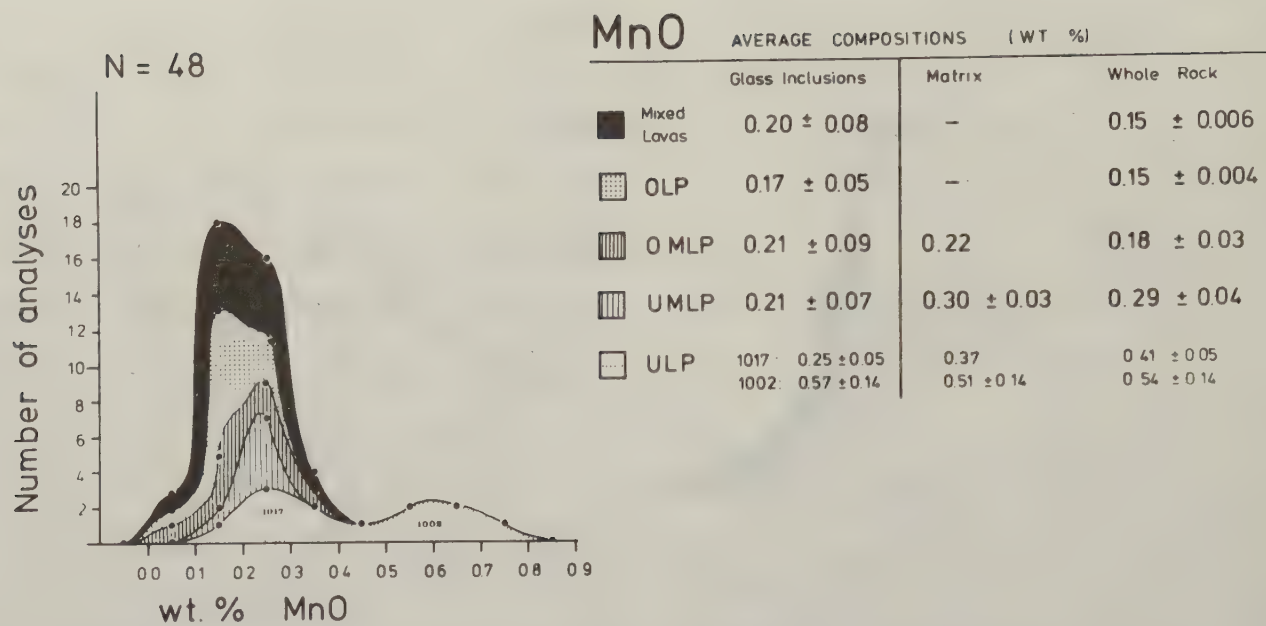


Abb.48: Häufigkeitsverteilung der MnO-Analysen von Glaseinschlüssen. Beachte die Bimodalität von MnO-Gehalten in ULP-Glaseinschlüssen.

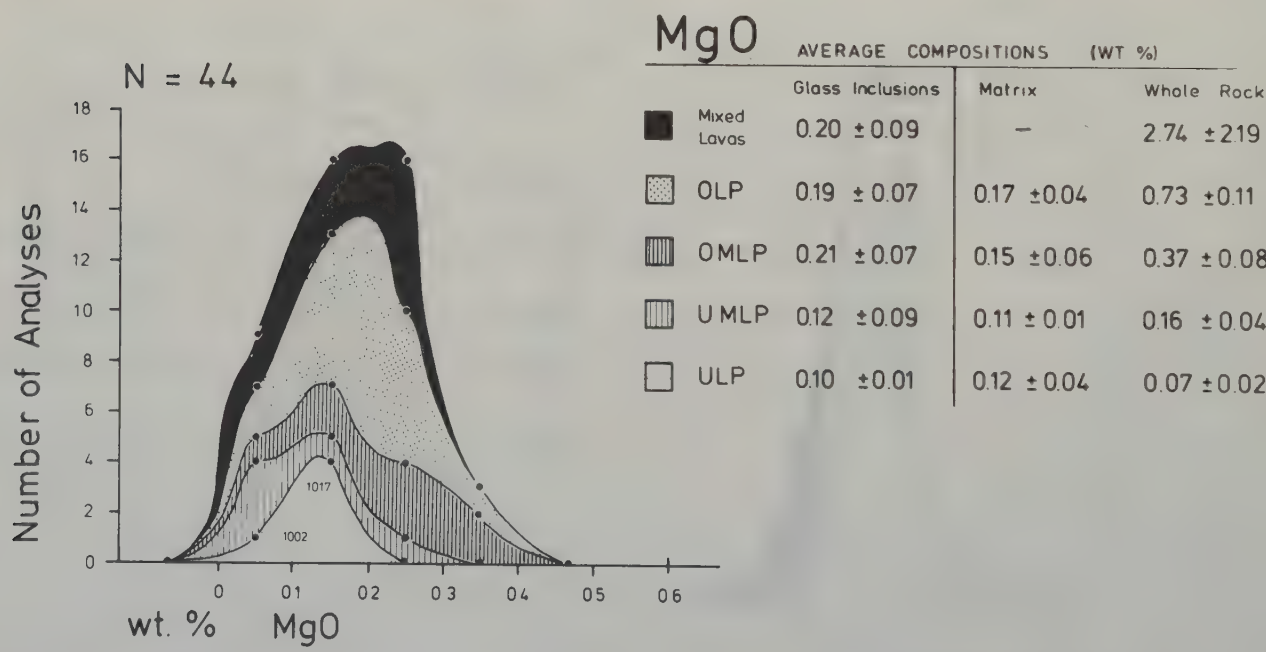


Abb.49: Häufigkeitsverteilung von MgO von EMS-Glaseinschlußanalysen.

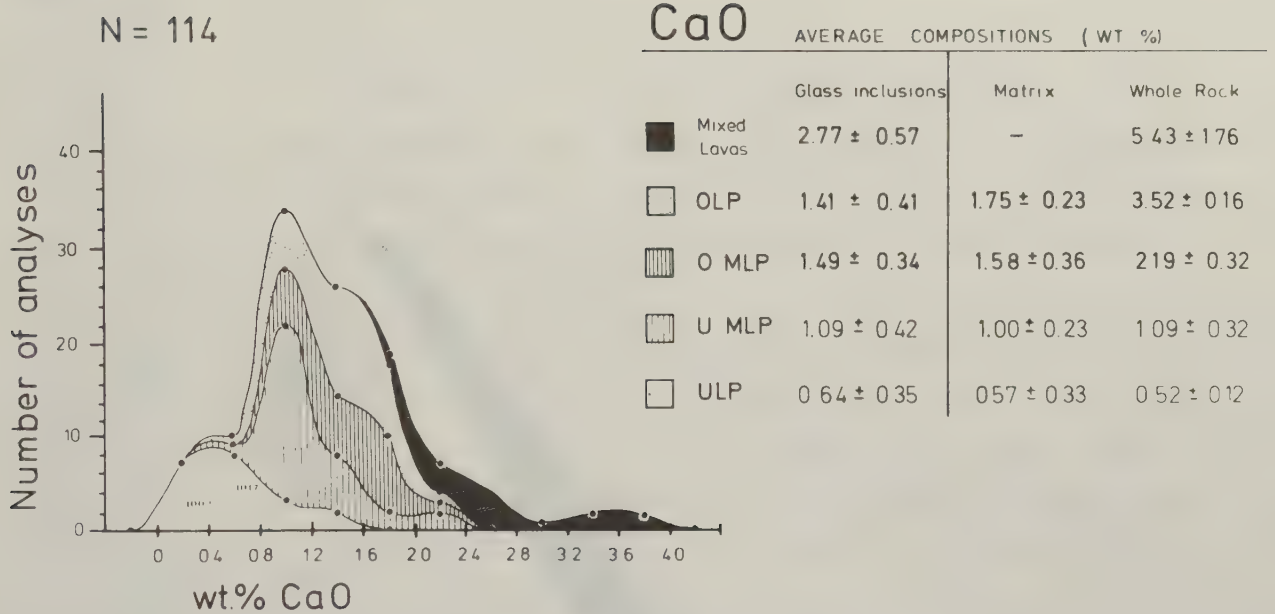


Abb.50: Häufigkeitsverteilung von CaO von EMS-Glaseinschlußanalysen.

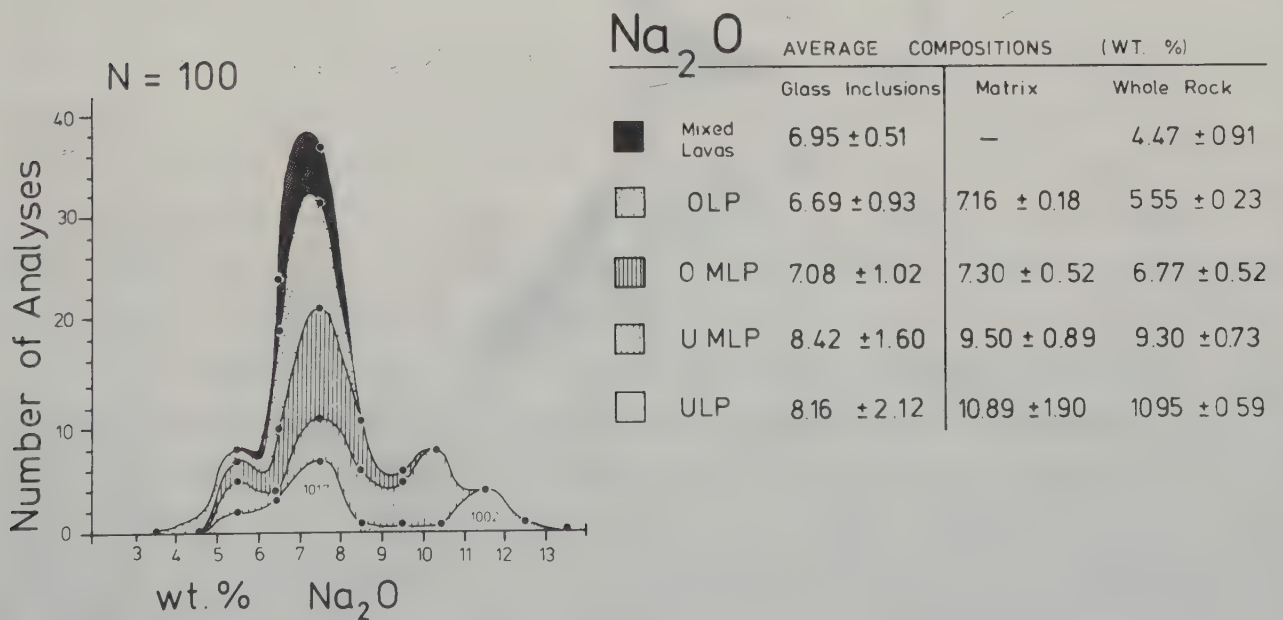


Abb.51: Häufigkeitsverteilung von Na₂O von EMS-Glaseinschlußanalysen. Wie bei MnO (und Cl) ist in ULP eine deutliche Bimodalität der analysierten Konzentrationen zu finden, die für die unterste ULP-Probe (1002) noch ausgeprägter ist.

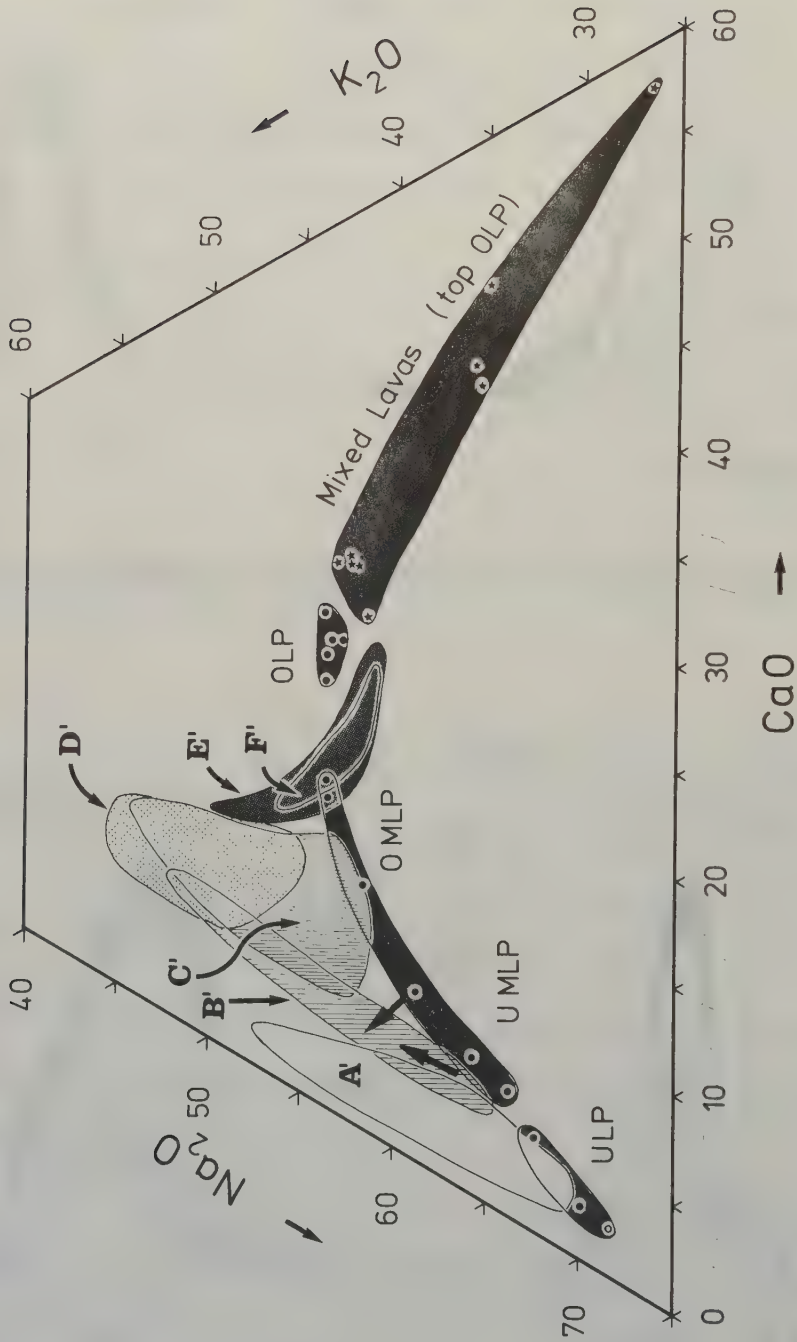


Abb.52: Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ für Gesamtgestein und Glaseinschlüsse. $\text{A}' = \text{ULP}$, $\text{B}' = \text{UMLP}$, $\text{C}' = \text{OMLP}$, $\text{D}' = \text{OLP}$, $\text{E}' = \text{Glasmatrix von Akkumulatgesteinen}$, $\text{F}' = \text{Glaseinschlüsse in Einsprenglingen in Mischgesteinen}$. Die Felder der Glaseinschlüssezusammensetzungen sind systematisch zu höheren K_2O - oder niedrigeren CaO -Gehalten verschoben, die beiden dicken Pfeile bei UMLP geben die Richtungen möglicher Verschiebungen der Glaszusammensetzung an.

Der Zusammenhang zwischen Glaseinschlußzusammensetzung und der stratigraphischen Position des Wirtes wird in Abbildungen 44 und 52 verdeutlicht. Ähnlich der Streubreite der EMS-Glas-matrixanalyse (Abb.19), bilden die Glaseinschlüsse für unterschiedliche Einheiten mehr oder weniger differenzierbare Felder, die in der ternären Auftragung, ausgehend vom Gesamtgesteins-(Matrix-)Trend, vom Na_2O -Pol weg in Richtung K_2O ausgedehnt sind. Zwei Deutungen für diese großen Abweichungen sind möglich:

- Verlust von Na_2O während der Analysen; daraus ergibt sich ein höheres K_2O -/ Na_2O -Verhältnis bei konstanten CaO -Gehalten
- Kristallisation der Wirtskristalle (Amph, Cpx, Sph, mit wenigen Ausnahmen) mit Verringerung des CaO -Gehaltes des Glaseinschlusses. Die beiden Pfeile in Abbildung 52 sollten die beiden Möglichkeiten verdeutlichen.

Die Verschiebung dieser einzelnen Felder bildet die Zonierung der Laacher Abfolge zwar nur sehr ungenau, so aber doch sichtbar ab. Ein wesentlicher Betrag dieser Verschiebung der Glaseinschlußzusammensetzung mit der stratigraphischen Position geht auf die Gläser in Amphibolen (s.u.) zurück, während ein Teil der Streubreite der Daten von unterschiedlichen Gläsern in Pyroxenen verursacht wird. Die systematische Verschiebung der Glaseinschlußzusammensetzung im stratigraphischen Profil läßt, wie die generelle Übereinstimmung von Matrix und Einschlußzusammensetzung, auf eine chemische Zonierung der Schmelze (des Laacher Phonoliths) schon vor der Kristallisation der untersuchten Einsprenglinge schließen.

d) Es konnten nur zwei bräunliche Gläser in braunen Cpx-Einsprenglingen gefunden und analysiert werden. Die Zusammensetzung dieser Glaseinschlüsse unterscheidet sich signifikant von allen anderen durch ihre extrem hohen K_2O - und CaO -Gehalte und niedrige FeO -Werte (s. Abb.53 und Tab.3.13). Glaseinschlüsse in Hauynen sind extrem groß, sie haben mit $> 10\%$ die höchsten K_2O -Konzentrationen und fallen mit Na_2O -Werten von $\approx 5\%$ aus dem Rahmen aller anderen Glaseinschlüsse, obwohl die Gehalte der übrigen Oxide der normalen Glaszusammensetzung entsprechen (Abb.54).

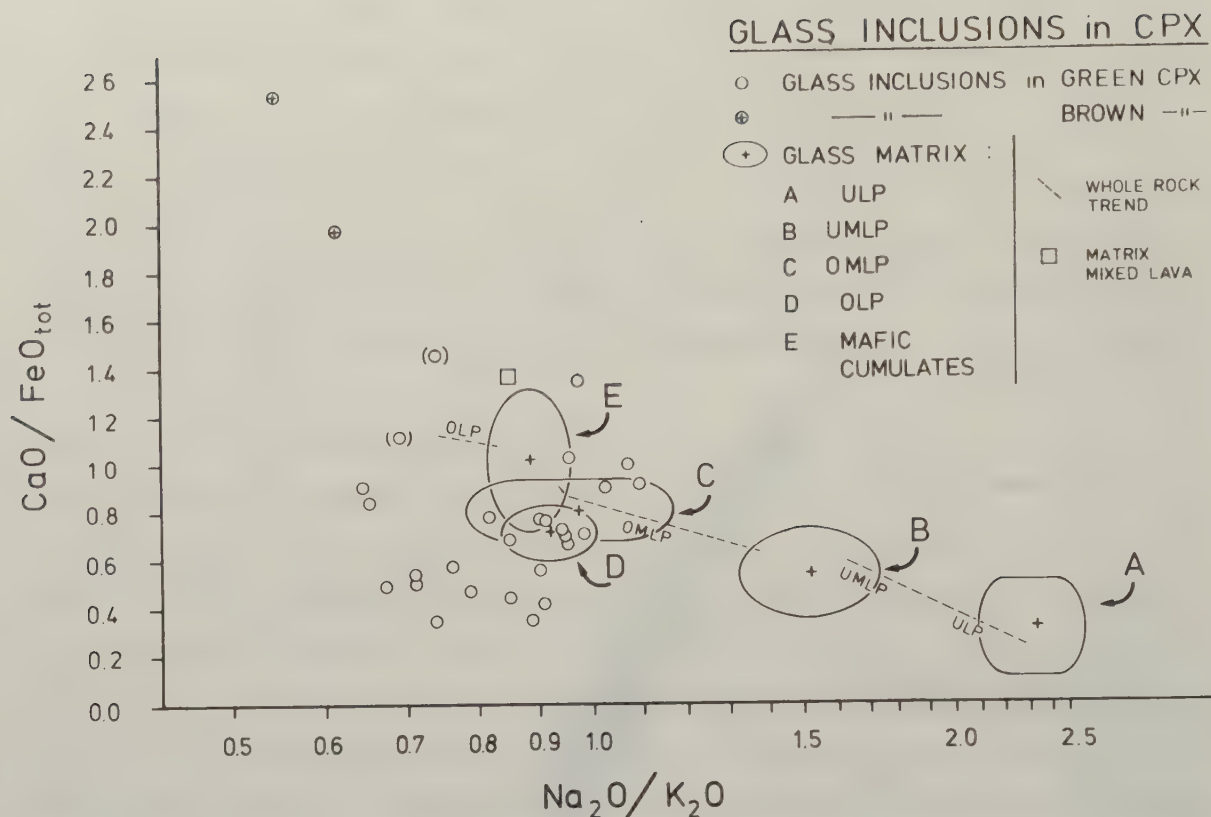


Abb.53: Zusammensetzung der Glaseinschlüsse in Pyroxenen im Vergleich zur Matrixzusammensetzung und Gesamtgesteinstrend dargestellt am Verhältnis $\text{CaO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ und $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Glaseinschlüsse in Cpx liegen generell bei niedrigeren $\text{CaO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Verhältnissen (im Vergleich zum Gesamtgestein). Glaseinschlüsse von ULP-Zusammensetzung treten in Pyroxenen nicht auf. Zwei kleine, runde Glaseinschlüsse in einem braunen Ti-Augit (⊕) unterscheiden sich mit ihren hohen $\text{CaO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Werten deutlich von den anderen Glaseinschlüssen.

e) Glaseinschlüsse in ULP-Pyroxenen sind sehr selten, die hier analysierten Beispiele (Tab.3.13, App.) sind auffallend kleine nahezu kugelförmige und völlig farblose Einschlüsse, von denen einer ein (braun-farbloses) stark pleochroitisch Mineral von hexagonalem Habitus (Biotit oder Amphibol?) enthält. Während der CaO-Gehalt dieser Einschlüsse dem der ULP-Matrix entspricht, sind sie viel ärmer an FeO und haben auffallend hohe K_2O -Gehalte. Dies deutet auf eine signifikante Veränderung der Zusammensetzung durch die Kristallisation einer K_2O -armen

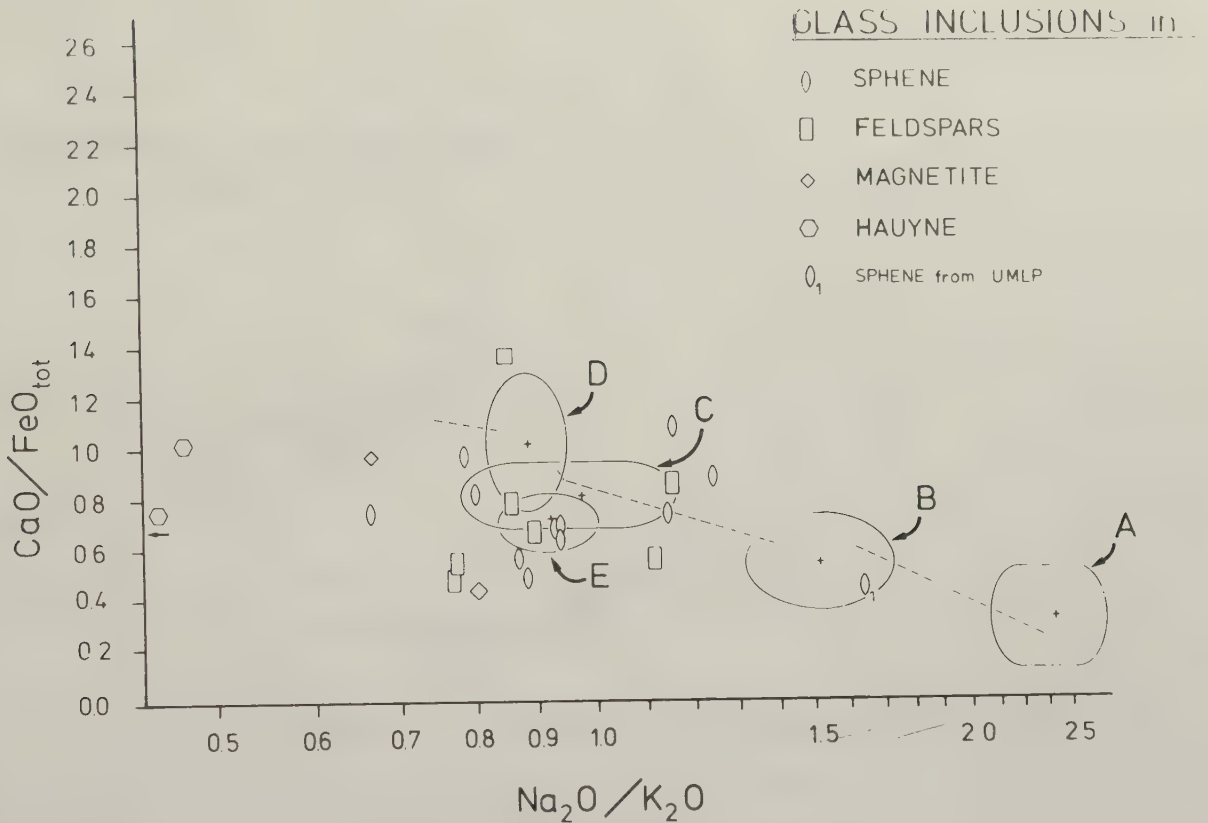


Abb. 54: Oxidverhältnisse $\text{CaO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ für Glaseinschlüsse in Titanit, Feldspäten, Magnetit und Hauyn. Die Verteilung ist ähnlich der von Glaseinschlüssen in Cpx (Abb.53). Lediglich ein Einschuß in Titanit fällt in das Feld von UMLP. (Zur Erklärung der A-D benannten Felder siehe Abb.53). Gläser in Hauynen haben aufgrund ihrer hohen K_2O -Gehalte ein sehr niedriges $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis.

und/oder FeO-reichen Phase (z.B. Cpx Wirt und/oder Amphibol) nach dem Einschluß der Schmelze. Die wenigen in ULP-Pyroxenen gefundenen Glaseinschlüsse könnten damit ursprünglich auf eine ULP-äquivalente Schmelze zurückgehen.

f) Glaseinschlüsse in Amphibolen zeigen einen Trend parallel der Matrixzusammensetzung (Abb.55) und deuten damit eindeutig auf eine chemische Zonierung der Schmelze schon vor der Kristallisation dieser Amphibole hin. Dagegen entspricht die Zusammensetzung der Glaseinschlüsse in allen anderen Einsprenglingsphasen einer OLP-Matrixzusammensetzung (Abb.53,54, 55).

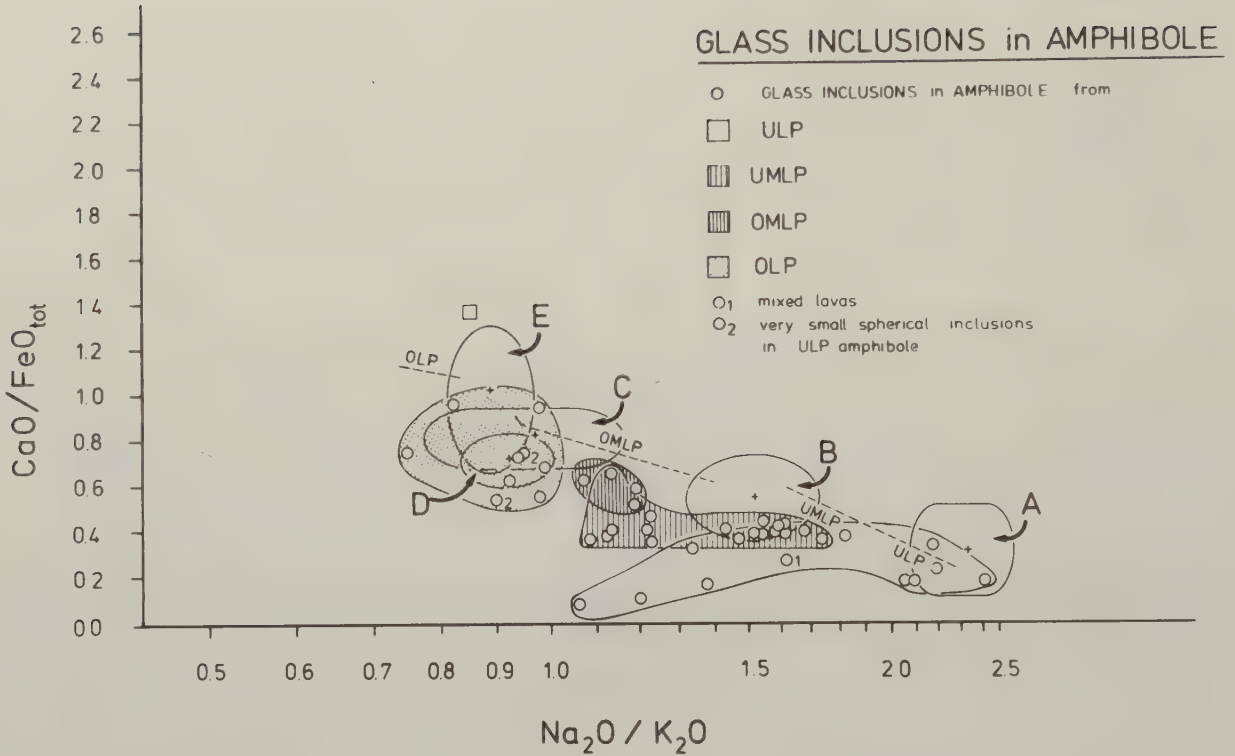


Abb.55: Variation von $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ und $\text{CaO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ in Glaseinschlüssen in Amphibol. Im Gegensatz zu allen anderen Glaseinschlüssen (Abb.53,54) folgen die in Amphibol dem Matrixtrend von ULP nach OLP (Erklärung der Abkürzungen in Abb.53).

g) Die absolute FeO-Konzentration von Glaseinschlüssen in Amphibolen ist im Durchschnitt höher als in Gläsern von Cpx-Einsprenglingen (Abb.56). Die Unterschiede der Zusammensetzung von Glaseinschlüssen in verschiedenen Wirtskristallen kann mehrere Gründe haben:

- 1) Einschluß einer Schmelze anderer Zusammensetzung entweder zu verschiedenen Stadien der Differentiation oder in verschiedenen Teilmagmen in einem zonierten Magmakörper (zeitliche oder räumliche Trennung).
- 2) Unterschiedliche Kristallisation von Wirts- und Tochterkristallen in verschiedenen Glaseinschlüssen bei ursprünglich gleicher Zusammensetzung. Der hohe FeO-Gehalt von Amphibol -

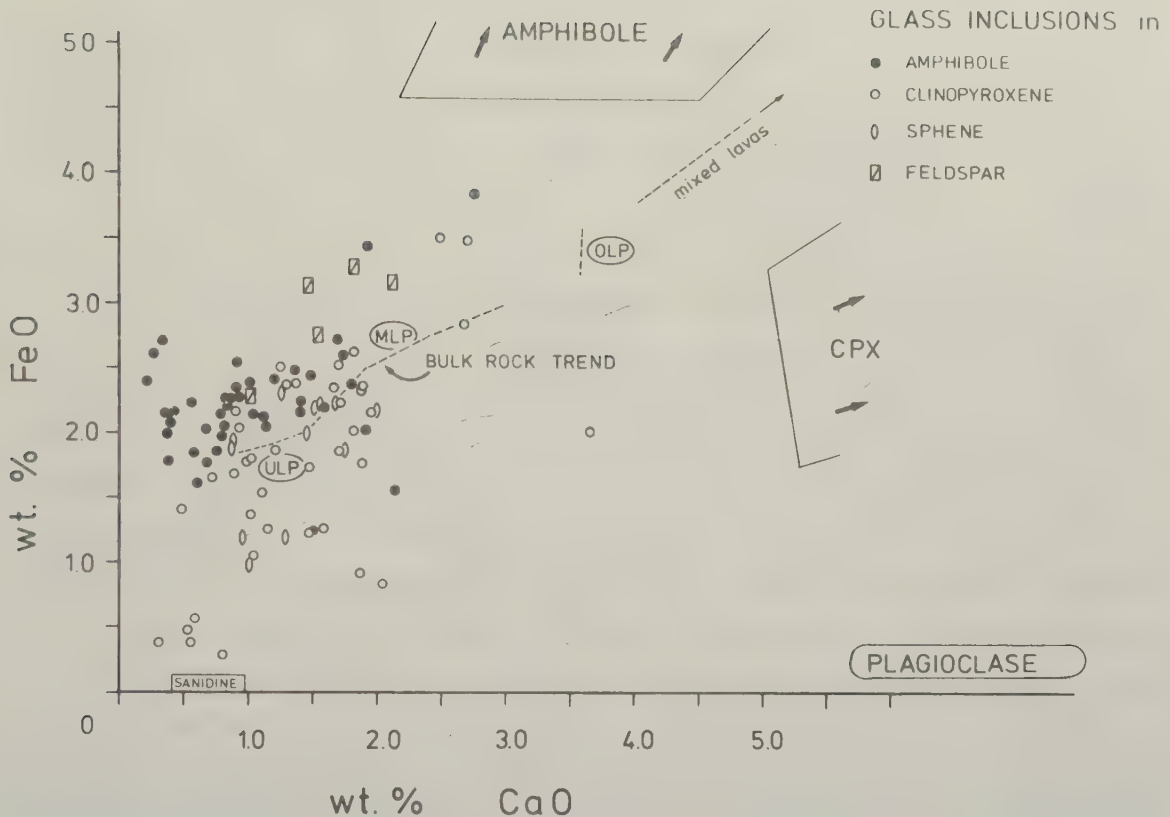


Abb.56: FeO und CaO Variationen in Glaseinschlüssen. Einschlüsse in Amphibol (und Feldspat) haben bei gleichem CaO-Gehalt einen höheren FeO-Gehalt als die Gläser in Cpx. Zum Vergleich sind die Zusammensetzungen der wichtigsten Einsprenglingsminerale eingetragen. Die Kristallisation von Amphibol in Glaseinschlüssen reduziert FeO und CaO etwa im gleichen Maße während Cpx-Wirtskristallisation eine CaO-Verarmung ohne bedeutende Reduzierung von FeO bedeuten würde.

glaseinschlüssen kann jedoch nicht auf die Kristallisation des Wirts zurückgehen, da diese den FeO-Gehalt erniedrigen sollte. Dagegen sind in Glaseinschlüssen in Amphibolen häufig kleine idiomorphe Na-Pyroxenkristalle zu finden. Deren Kristallisation hat vermutlich die FeO-Gehalte relativ zu CaO (Abb.56) erhöht.

h) Abbildung 52 zeigt, daß in Mischgesteinen die Gläser in den phonolithischen Einsprenglingen durch ihre deutlich höheren CaO-Gehalte von den Glaseinschlüssen in Bimseinsprenglingen

zu unterscheiden sind (Abb.50). TiO_2 (Abb.46) und FeO (Abb.47) zeigen ebenfalls deutlich höhere Werte. In ihrer Zusammensetzung entsprechen die Glaseinschlüsse in den Kristallen der Mischgesteine der Zusammensetzung basischerer Matrixgläser von Kumulatgesteinen. Daraus ist zu schließen, daß die phonolithische Komponente der Mischgesteine vermutlich etwas mafischer ist als eine durchschnittliche OLP-Zusammensetzung (s.u.).

i) Die Chlorkonzentration in den mit der Mikrosonde analysierten Matrixgläsern sind etwa um einen Faktor zwei niedriger als die RFA-Werte von Matrixseparaten (s.Tab.2.3a, 3.13 App.) und Abb.57). Ein direkter Vergleich zwischen Matrix und Glaseinschlußanalysen ist durch diese analytischen Probleme nicht möglich. Unabhängig davon ist aber ein Vergleich der EMS-Chloranalysen untereinander. Demnach steigen die Cl-Gehalte der Glaseinschlüsse von OLP nach MLP und ULP hin an (Abb.57). Mit der Mikrosonde analysierte Matrixgläser der Bimse (Tab.3.13, App.) haben im Vergleich zu den Glaseinschlüssen deutlich niedrigere Chlorkonzentrationen. In ULP-Glaseinschlüssen zeigen die Chlorgehalte (wie für Na_2O , MnO) eine schwach bimodale Häufigkeitsverteilung mit "Maxima" bei 0,25 und 0,40% Cl, die nicht auf unterschiedliche Analysenwerte von unterschiedlichen stratigraphischen Horizonten (vgl.Cl% in ULP-Proben, Tab.2, App., Abb.20), sondern alleine auf unterschiedliche Chlorgehalte von Glaseinschlüssen in Amphibol zurückgeht (Tab.3.13, App.).

Die Summen der Glaseinschlußanalysen variieren zwischen 90 und > 100% (Abb.21), der Mittelwert liegt um 96,5%. Die niedrigen Analysesummen ergeben sich insbesondere für die Na-reichen ULP-Gläser, die im Durchschnitt überproportional viel Na_2O während der Analyse verloren haben. Außerdem sind in den Glasanalysen weder z.T. hohe Fluorkonzentrationen (s.Abb.20) noch die hohen Spurenelementgehalte berücksichtigt. Eine Abschätzung des Wassergehaltes aus der Differenz der Analysensumme und 100% (ANDERSON, 1973) ist daher zwangsläufig mit großen Fehlern behaftet (s.Kap.IV.2).

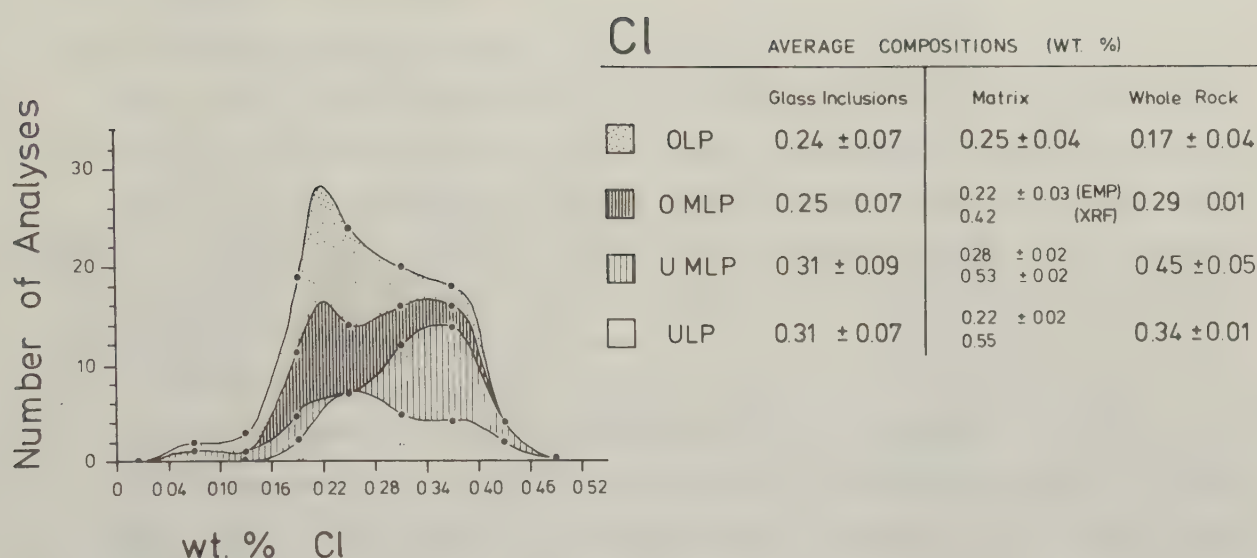


Abb.57: Häufigkeitsverteilung von Chlor von EMS-Glaseinschlußanalysen. Auch hier ist in ULP-Glaseinschlüssen eine bimodale Verteilung zu erkennen. RFA- und EMS-Chloranalysen differieren um einen Faktor 2, siehe Text.

IV.5 Spurenelemente

IV.5.1 Gesamtgesteine

Es wurden 26 Spurenelemente bestimmt, davon 4 nur durch Röntgenfluoreszenz (RFA) und 22 mit instrumenteller Neutronenaktivierung (INA). Die umfangreichen INA-Analysen wurden von Prof.Dr.R. Gijbels/Universitäre Instelling Antwerpen, Dept.Scheikunde (Belgien) im Rahmen eines gemeinsamen Geothermikprojektes am Laacher See Vulkan durchgeführt. Zusätzlich liegen die Analysen von 6 Spurenelementen vor, die nach beiden Methoden (s.App.2.2) bestimmt wurden. Zwischen beiden Methoden gibt es zum Teil gravierende Unterschiede der Analyseergebnisse (s.z.B.Abb.60, Tab.4.1, App. und App.2.3.4), insbesondere für Rb, Ba, Zr, Zn. Die Übereinstimmung für Sr ist gut. Während

Ba nach analytischen Gesichtspunkten (PRITCHARD, GIJBELS, 1980, persönl.Mitt.) weder der einen noch der anderen Methode der Vorzug gegeben werden kann, sollten die RFA-Analysen von Rb, Zr und Zn die verlässlicheren Daten darstellen. Dagegen sind die INA-Bestimmungen für Cr und Co den RFA-Daten eindeutig vorzuziehen. Die Diskrepanz zwischen den mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Spurenelementkonzentrationen kann nicht an Probeninhomogenitäten liegen, da dann eine zufällige Variation der Spurenelementgehalte zu erwarten wäre, nicht aber die beobachteten systematischen Abweichungen (z.B. $Ba_{RFA} < Ba_{INA}$). Diese Abweichungen können zur Zeit noch nicht befriedigend erklärt werden. Dazu wäre eine Reihe von Vergleichsanalysen in den unterschiedlichen Labors nötig. In der Darstellung und Interpretation werden hier zwei verschiedene Datengruppen benutzt: Mineral-Matrix-Spurenelement-Konzentrationskoeffizienten (Kap.IV.7) wurden ausschließlich auf der Basis der INA-Spurenelementanalysen berechnet. Die Darstellung von Gradienten (Abb.58,59) sowie die Spurenelementfraktionierungsberechnungen (Kap.VII) basieren ebenfalls auf INA-Analysen.

In den Abbildungen 58,59 und 62 sind ausgesuchte Spurenelementdaten der phonolithischen Bimse der Laacher Pyroklastika in einem volumennormierten stratigraphischen Profil (vgl. Kap.IV.1.1.2) dargestellt. Gradienten in Spurenelementkonzentrationen innerhalb dieser Abfolge sind generell noch deutlicher ausgeprägt als bei den Hauptelementen (vgl.Abb.14 und 58,59). Es lassen sich grob vier Gruppen von Spurenelementen unterscheiden, die im folgenden zusammen diskutiert werden:

a) Inkompatible Spurenelemente:

als inkompatibel werden hier zunächst die Elemente genannt, die in der Abfolge des Laacher Phonoliths von OLP nach ULP angereichert werden. Dazu gehören Th, U, Hf, Nb, Rb, leichte Seltene Erden (La, Ce) und schwere Seltene Erden (Yb, Lu), Abb.58,59,60).

b) Kompatible Spurenelemente:

diese Elemente sind dagegen in ULP stark verarmt und haben in OLP signifikant höhere Konzentrationen (Abb.58-60,62). Im Vergleich zu den Tephriten und Basaniten der Osteifel (SCHMINCKE,

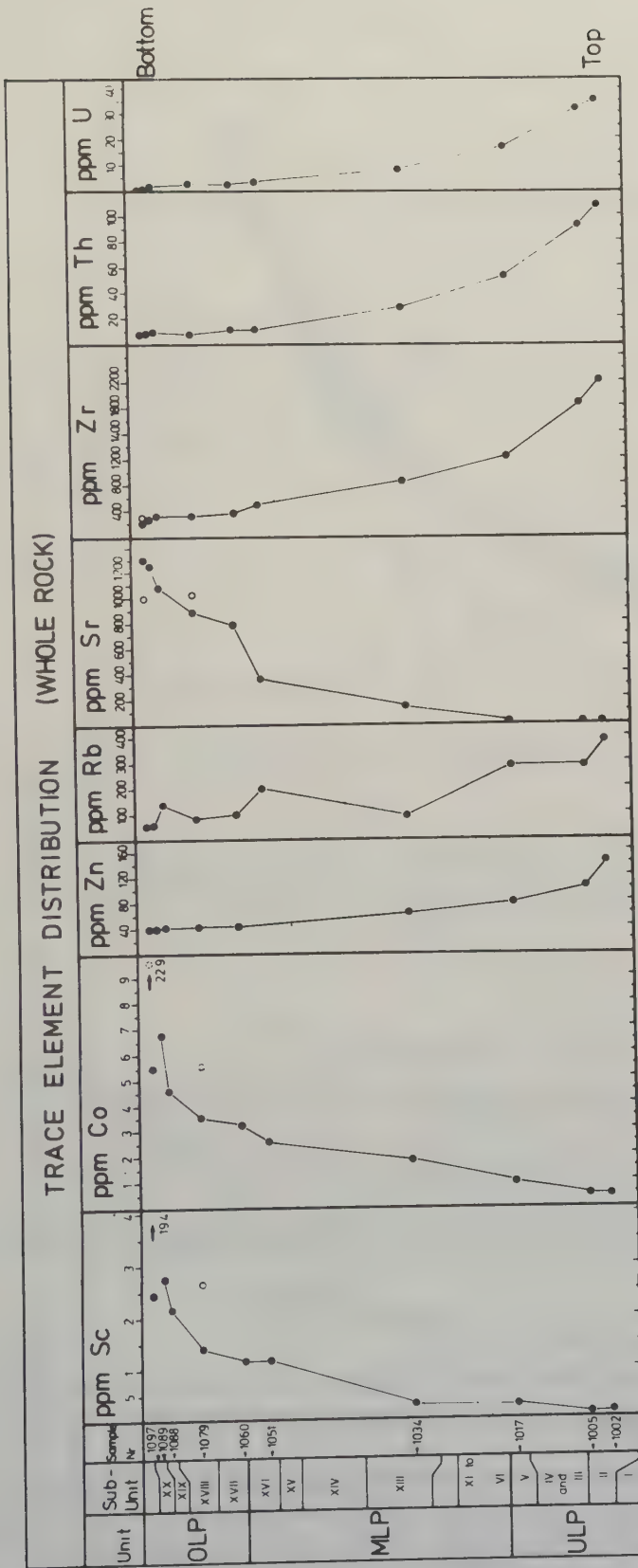


Abb. 58: Spurenelementgradienten der Laacher Pyroklastika im volumennormierten stratigraphischen Profil. Als Kreise sind sehr kristallreiche Bimse (1079) bzw. Mischgesteine (1097) eingetragen. Dargestellte Rubidiumanalysen wurden mit INA bestimmt, RFA-Daten formen einen viel kontinuierlicheren Trend ähnlich dem des Zirkons. Bottom & Top bezeichnet die entsprechende position der Proben in der Magmakammer vor der Eruption.

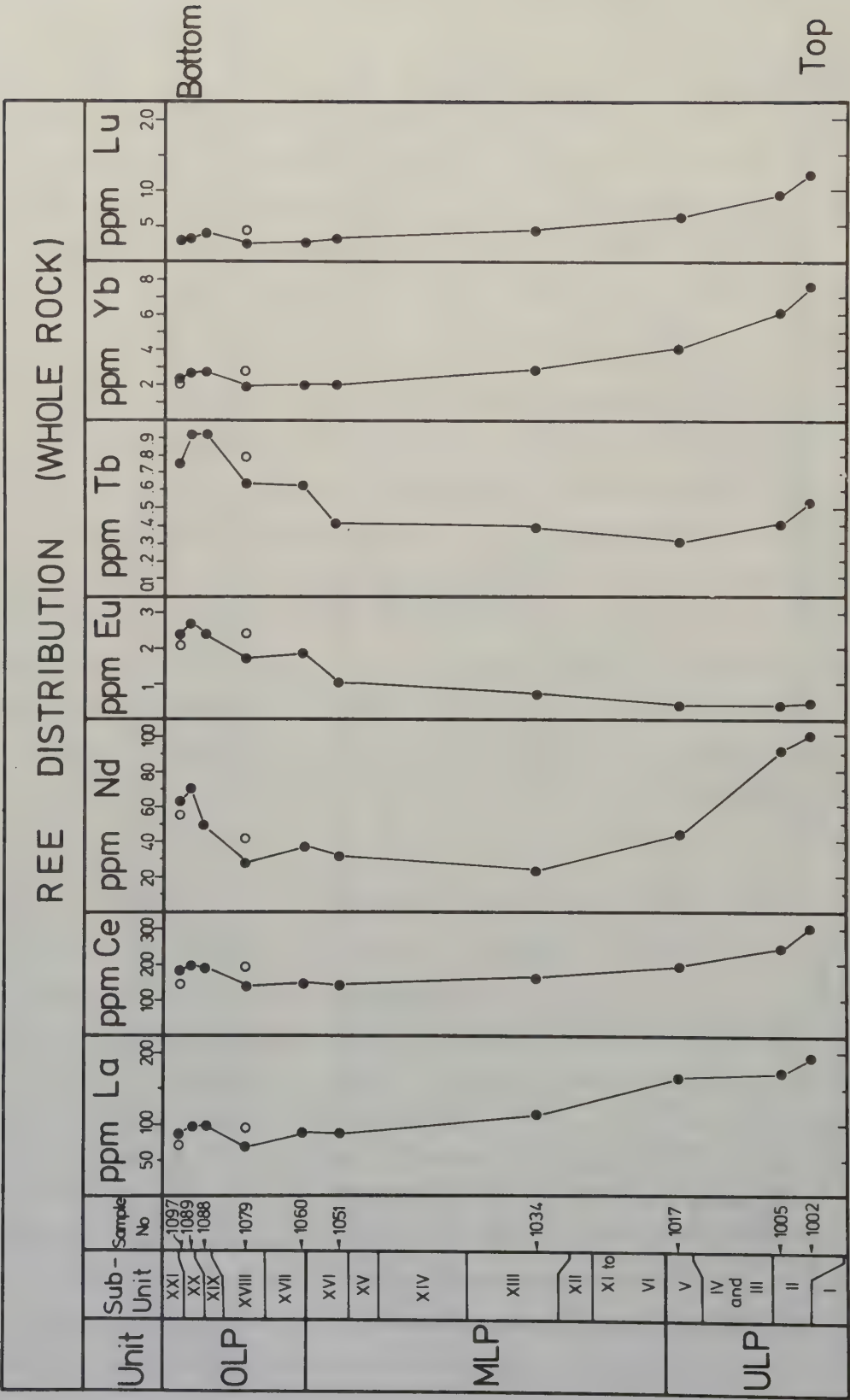


Abb.59: Gradienten der Seltenen Erden Konzentrationen (s.Abb.58).

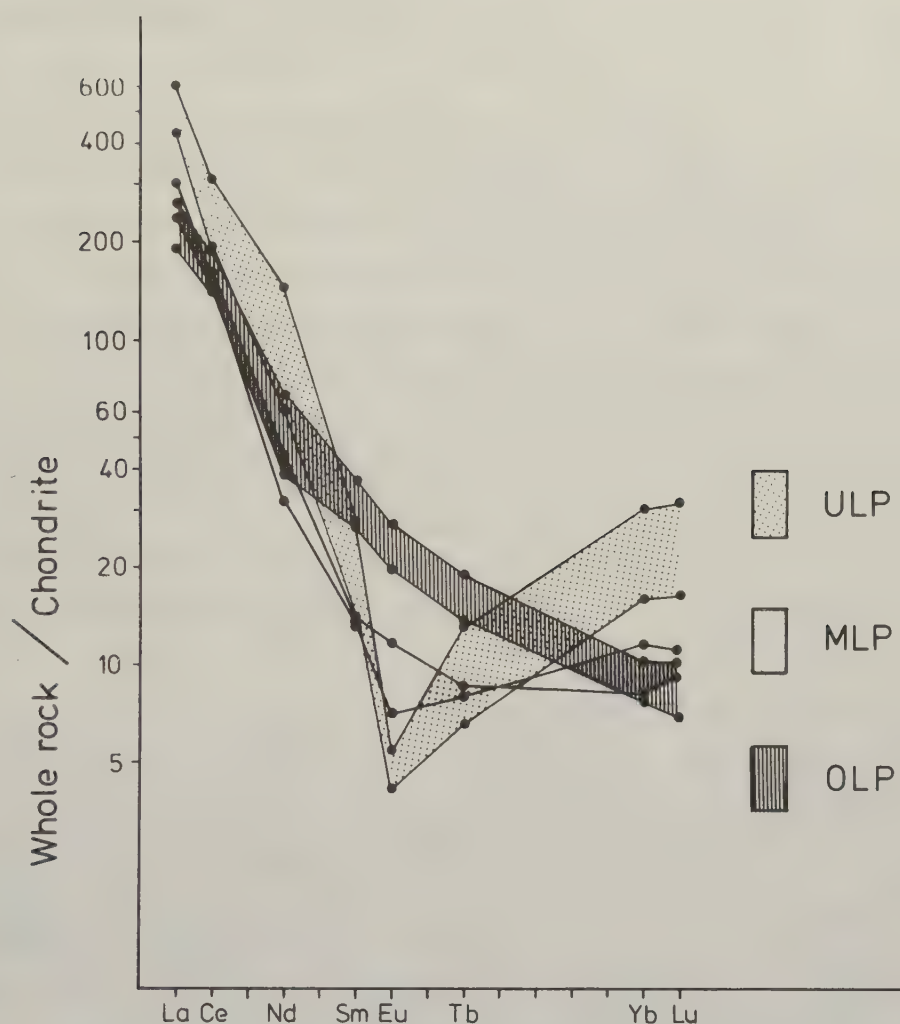


Abb.60: Chondrit-normalisierte Seltene Erden Gehalte der Laacher Pyroklastika. Das konvexe OLP-Verteilungsmuster ist ähnlich den Basaniten der Oestefel, die eine nahezu gradlinige Verteilung aufweisen. In MLP und ULP sind die mittleren Seltenen Erden immer stärker verarmt, die leichten und schweren SE werden angereichert und es entwickelt sich eine negative Europium-Anomalie.

unveröffentlichte Daten) haben die kompatiblen Elemente in OLP deutlich geringere Konzentrationen.

Im Chondrit-normierten Verteilungsmuster (Abb.60) zeigt sich das stark differenzierte Verhalten der Selten Erden Elemente. Die leichten und schweren Seltenen Erden sind, relativ zum Chondrit und mafischen Phonolith (Abb.60), sehr stark ange-

reichert, die mittleren Selten Erden sind relativ dazu verarmt und ULP-Proben zeigen eine ausgeprägte negative Europium-Anomalie.

Alle analysierten kompatiblen Elemente (Sr, Sc, Co, Eu) wie auch die semikompatiblen Elemente variieren stark für verschiedene Bimstypen einer beprobten OLP-Schicht vermutlich als Folge der gleichzeitigen Förderung von Bimslapilli mit unterschiedlichen Anteilen an mafischen Einsprenglingen, die hohe Gehalte an kompatiblen Elementen haben (s. Abb. 13). Die mafischen Mischlaven im obersten OLP haben besonders hohe Konzentrationen an Sc, Cr, Ni und Co, nicht jedoch Sr, Ta, Y. Dies kann mit den relativ großen Mengen an Pyroxenen und Olivin und mit den kleinen Gehalten an spezifisch "phonolithischen" Einsprenglingen korreliert werden (Feldspäte, Titanit).

c) Semikompatible Spurenelemente

werden hier die Elemente genannt, die in OLP und ULP hohe und in MLP niedrigste Konzentrationen haben (Ta, Sm, Tb, Y, Ba, Abb. 58, 59, 62). Auch die Form der Gradienten von semikompatiblen Elementen entspricht in ULP genau denen von inkompatiblen Elementen (z.B. Zr, Abb. 58), der Übergang von OMLP nach OLP sowie die Form der Gradienten in OLP ist jedoch identisch mit dem Verlauf der Gradienten eines kompatiblen Elements (Sc, Sr etc., Abb. 58, 62).

d) Cu und Cr sind die einzigen hier analysierten Spurenelemente mit indifferentem Verhalten. Im Falle von Cr sind die Konzentrationen so gering, daß sie nahe der Nachweisgrenze liegen und somit die nötige Genauigkeit zur Darstellung eines möglicherweise existierenden Gradienten nicht erreicht wird.

IV.5.1.1 Spurenelementgradienten

Die Gradienten vieler Spurenelemente sind in ihrer Form und ihrem Verlauf nahezu identisch (z.B. Zr = U, Th, Zn, Rb_{RFA}, La, Ce, Mo u.a.; Sr = Sc, Co, Eu u.a.; Y = Ta, Sm, Ba, Tb). Aus diesem Grunde werden in den Abbildungen nur eine Auswahl an Spurenelementgradienten dargestellt und hier in Gruppen diskutiert.

Die inkompatiblen Elemente fallen von den maximalen Konzentrationen mit einem steilen Gradienten in ULP (Probe 1002, Tab.4.1, App.) sehr rasch nach MLP ab. MLP ist durch einen langsam aber kontinuierlich fallenden Gradienten gekennzeichnet. Die inkompatiblen Elemente haben beim Übergang von OMLP nach OLP einen meist vollkommen flachen Verlauf, lediglich Zn weist eine nach OLP abfallende Stufe auf (Abb.58,59). In OLP bleiben die Konzentrationen praktisch konstant, auch die Mischgesteine lassen sich nicht von den normalen Phonolith-Bimsen differenzieren. Kompatible Elemente (z.B.Sr, Abb.58) steigen von niedrigsten Werten in ULP über MLP langsam an um an der Grneze OMLP/OLP mit steilen Gradienten die hohen Konzentrationen in OLP zu erreichen. Diese Gradienten der kompatiblen (u.semikompatiblen) Spurenelemente an dieser auch petrographisch so signifikanten Grenze, sind ganz ähnlich dem Anstieg von TiO_2 , CaO etc.(Abb.14). Mit diesem antithetischen Verlauf ist eine Kombination von mehr oder weniger beliebigen Spurenelementen geeignet, eine Probe von Laacher Pyroklastika als solche zu identifizieren und einem stratigraphischen Horizont zuzuordnen (Abb.61).

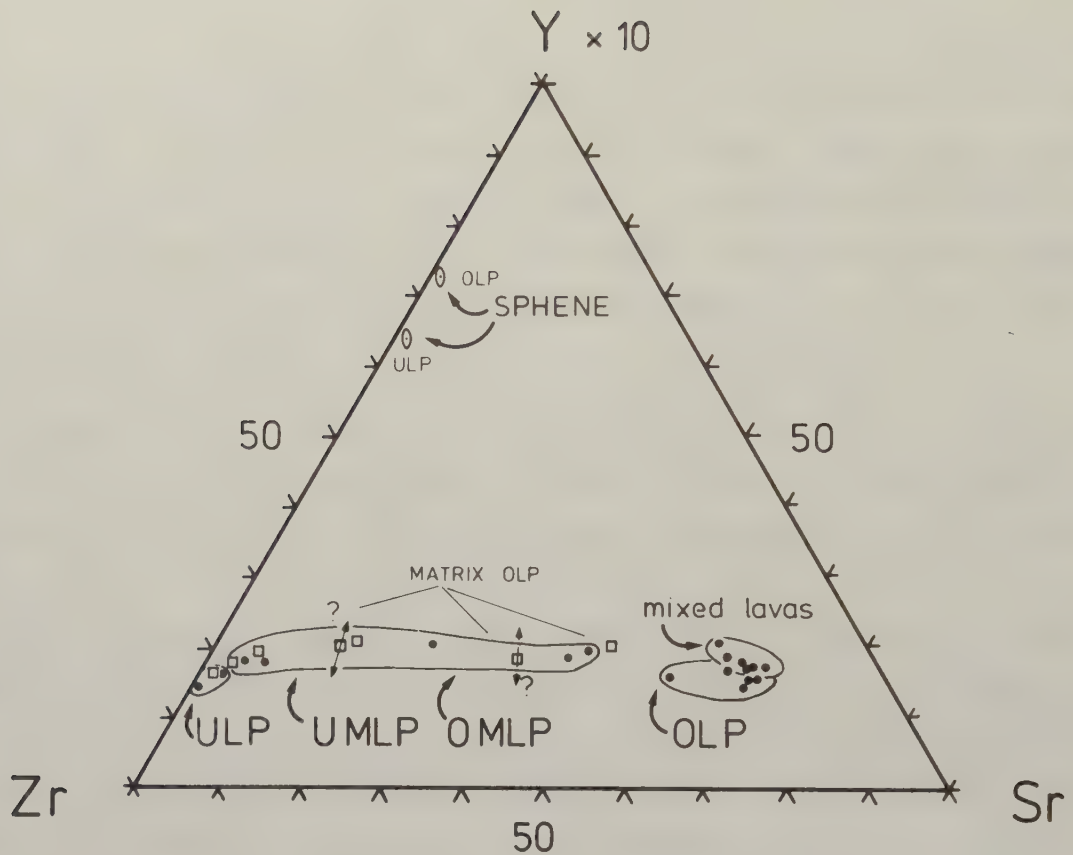


Abb.61: Gesamtgesteinsspurenanalysen im Zr-Sr-Y-Variationsdiagramm. Es ergibt sich eine gute Differentiation der verschiedenen Proben, die wegen ihrer Kontrolle durch drei unabhängige Elemente eine Zuordnung von Laacher See Proben unbekannter stratigraphischer Position besonders gut ermöglicht.

IV.5.1.2 Spurenelemente in anderen Alkalivulkaniten

Die Anreicherung von magmatophilen (inkompatiblen) Spurenelementen sowie die Verarmung einer Schmelze in lithophilen (kompatiblen) Elementen sind generell in allen cogenetischen Vulkanitserien nachzuweisen und in Alkalimagmatiten besonders ausgeprägt. Alkalireiche Magmen haben eine besonders hohe Löslichkeit für die inkompatiblen, hochgeladenen Kationen (U, Th, Mo, Zn, Ta, Zr). WATSON (1979) hat die Löslichkeit von Zirkon in Schmelzen in Abhängigkeit von der Zusammensetzung bestimmt. Danach kann eine Schmelze um so mehr Zr auf-

nehmen, je höher das Verhältnis Alkalien/Aluminium ist. Die Löslichkeit ist unabhängig vom SiO_2 -Gehalt. WATSON (1979) erklärt dies durch die Bildung von Alkali-Zirkon-Silikat-Komplexen in der Schmelze. Da viele andere Schwermetalle (U, Th, Zn, Ta etc.) von hoher Ladungszahl und relativ geringem Ionenradius in alkalireichen Schmelzen generell stark angereichert sind, kann man schließen, daß auch andere Elemente in diesen Schmelzen als Komplexe vorliegen, insbesondere, wenn außer Alkalien zusätzliche geeignete Liganden in Form von hohen Halogen- und Wassergehalten vorliegen (s. Kap. IV.2; RINGWOOD, 1955a,b). Die hohen Konzentrationen von seltenen Schwermetallen in Alkalimagmatiten sind lange bekannt und von großer wirtschaftlicher Bedeutung (s. SEMENOV, 1974; SØRENSEN, 1970). Sie könnten auf komplexgesteuerte Anreicherungsmechanismen in untersättigten, alkalischen Schmelzen zurückgehen.

Neben den hohen Konzentrationen an inkompatiblen Spurenelementen (Schwermetallen) sind die Laacher Pyroklastika durch z.T. extreme Gradienten an Spurenelementen gekennzeichnet. Die hier beobachtete An- bzw. Abreicherung entspricht den in der Literatur beschriebenen Spurenelement-Trends und Selten Erden Verteilungsmustern (Abb. 60), die für cogenetische Vulkanitserien generell und für Serien mit phonolithischen Gesteinen als höchste Differentiate im besonderen typisch sind (NASH et al, 1969; PRICE & TAYLOR, 1973; LIPPARD, 1973; PRICE & CHAPPELL, 1975; SUN & HANSON, 1976). Der Laacher See Vulkan stellt insofern eine Besonderheit dar, als seine chemisch zonierten pyroklastischen Ablagerungen, die ja eine große, kontinuierliche Eruption repräsentieren, z.T. mehr als die gesamte Variationsbreite von cogenetischen Vulkaniten einer ganzen Vulkanprovinz überspannen (e.g. East Otago Provinz/Neuseeland, PRICE & CHAPPELL, 1975). Diese Größenordnung der Spurenelementan- bzw. -abreicherung in den Produkten einer Eruption findet sich sonst nur in kalkalkalischen, hochdifferenzierten rhyolithischen Ignimbriten (MAHOOD, im Druck; HILDRETH, 1979; SMITH, 1979; EWART et al, 1968 u.a.).

Der höchstdifferenzierte Laacher Phonolith (ULP) findet kein Äquivalent in den publizierten Phonolith-Spurenelementanalysen. Der von SCHMINCKE (1976) beschriebene Hauynphonolith von Gran Canaria ist zwar in seiner Hauptelementzusammensetzung den ULP-Bimsen sehr ähnlich, jedoch unterscheidet er sich drastisch in seinen viel niedrigeren Gehalten an Zr, Rb, Nb und höheren Sr-Konzentrationen. Das bedeutet, daß sich völlig unterschiedliche Spurenelementkonzentrationen unabhängig von der Hauptelementzusammensetzung (Differentiationsgrad) entwickeln können. Die absoluten und relativen Häufigkeiten von Spurenelementen in extrem differenzierten Schmelzen sind vermutlich ganz besonders abhängig von der Zusammensetzung des Ausgangsmagmas und Verlauf und Mechanismus der Differentiation. Die höchsten U und Th-Konzentrationen (70 ppm 290 ppm) in vulkanischen Gesteinen wurden von LOCARDI & MITTEMPERGHIER (1967) beschrieben. Damit liegen sie um einen Faktor zwei höher als die maximalen U und Th-Werte des Laacher Phonoliths. Auch die Nb-Gehalte der Laacher See Phonolithe (413 ppm, Tab. 4.1b, App.) werden noch von Phonolithen aus Kenya übertroffen (420 ppm, NASH et al, 1969; 600 ppm, LIPPARD, 1973). Dagegen sind U und Th in Phonolithen der Auvergne (VARET, 1969) etwa genauso stark angereichert wie in ULP-Bims.

Leider sind auch die Spurenelementanalysen von SIMON (1969) aus den oben genannten Gründen nicht direkt mit den hier vorliegenden Daten vergleichbar. Die generelle Richtung der Spurenelementvariationen mit dem Grad der Differentiation stimmt jedoch mit den hier dargestellten Ergebnissen überein.

IV.6 Spurenelementkonzentrationen der Matrix

Es liegen Spurenelementanalysen von 12 Matrixseparaten vor, davon wurden 7 Proben mit der INA und 5 mit RFA bestimmt, von 4 Separaten liegen zusätzlich Vergleichsanalysen (INA + RFA) vor (Tab. 2a, 4.2, App.). Auch hier sind die schon oben diskutierten Diskrepanzen zu beobachten. In Abbildungen 62 und 63 sind einige Analysen von Gesamtgesteinen und Matrix vergleichend dargestellt. Dabei wurden nur Datenpaare ver-

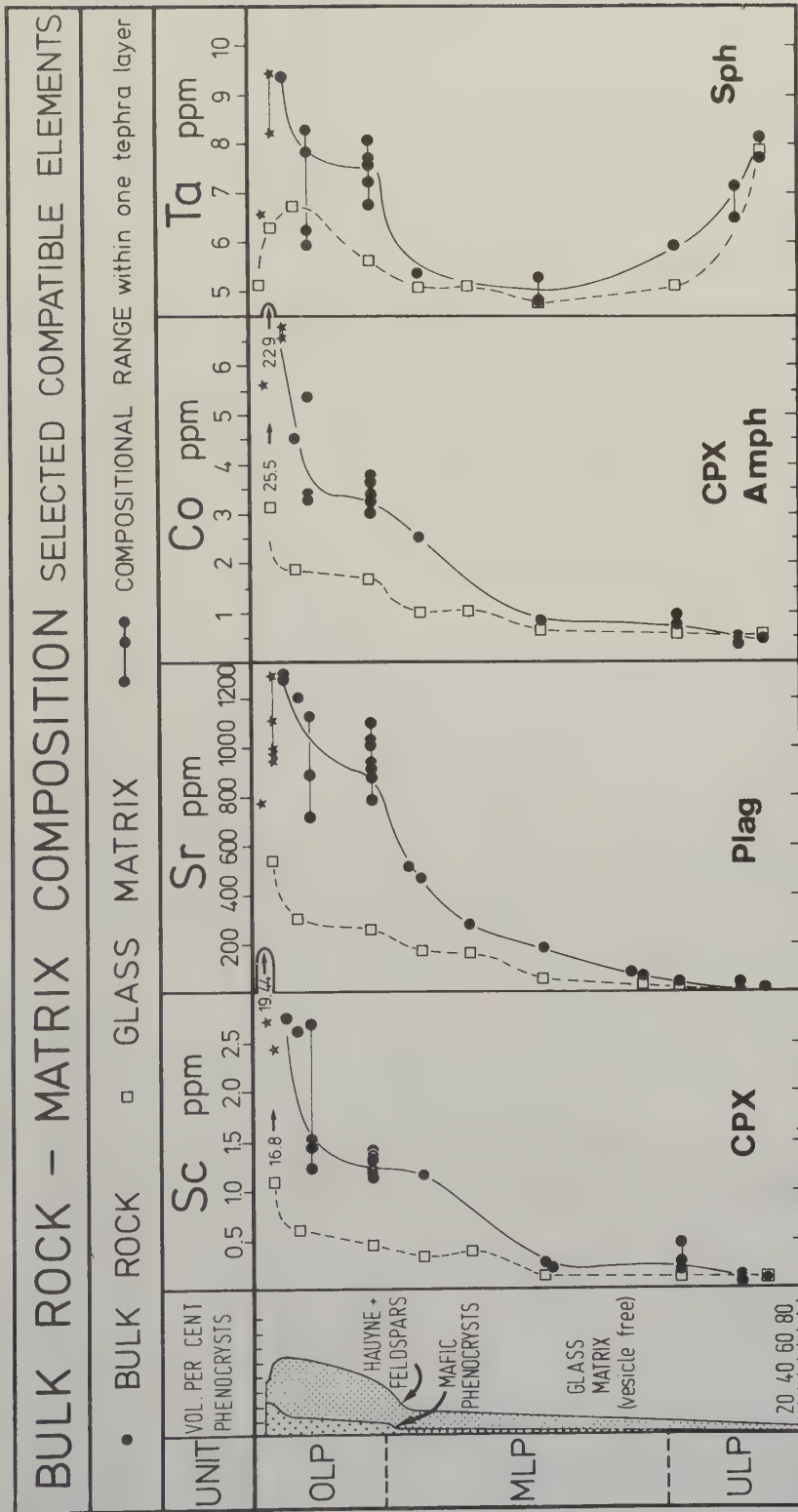


Abb.62: Spurenelemente von Gesamtgesteinen und Glasmatrix im volumennormierten stratigraphischen Profil. Die Variationsbreite von Spurenelementen in verschiedenen Proben einer Schicht ist für drei Schichten (OLP und eine ULP) eingetragen. Ta ist in OLP ähnlich den kompatiblen Elementen, der ULP-Gradient entspricht dem eines inkompatiblen Elementes (vgl. Abb.62) = semikompatibel.

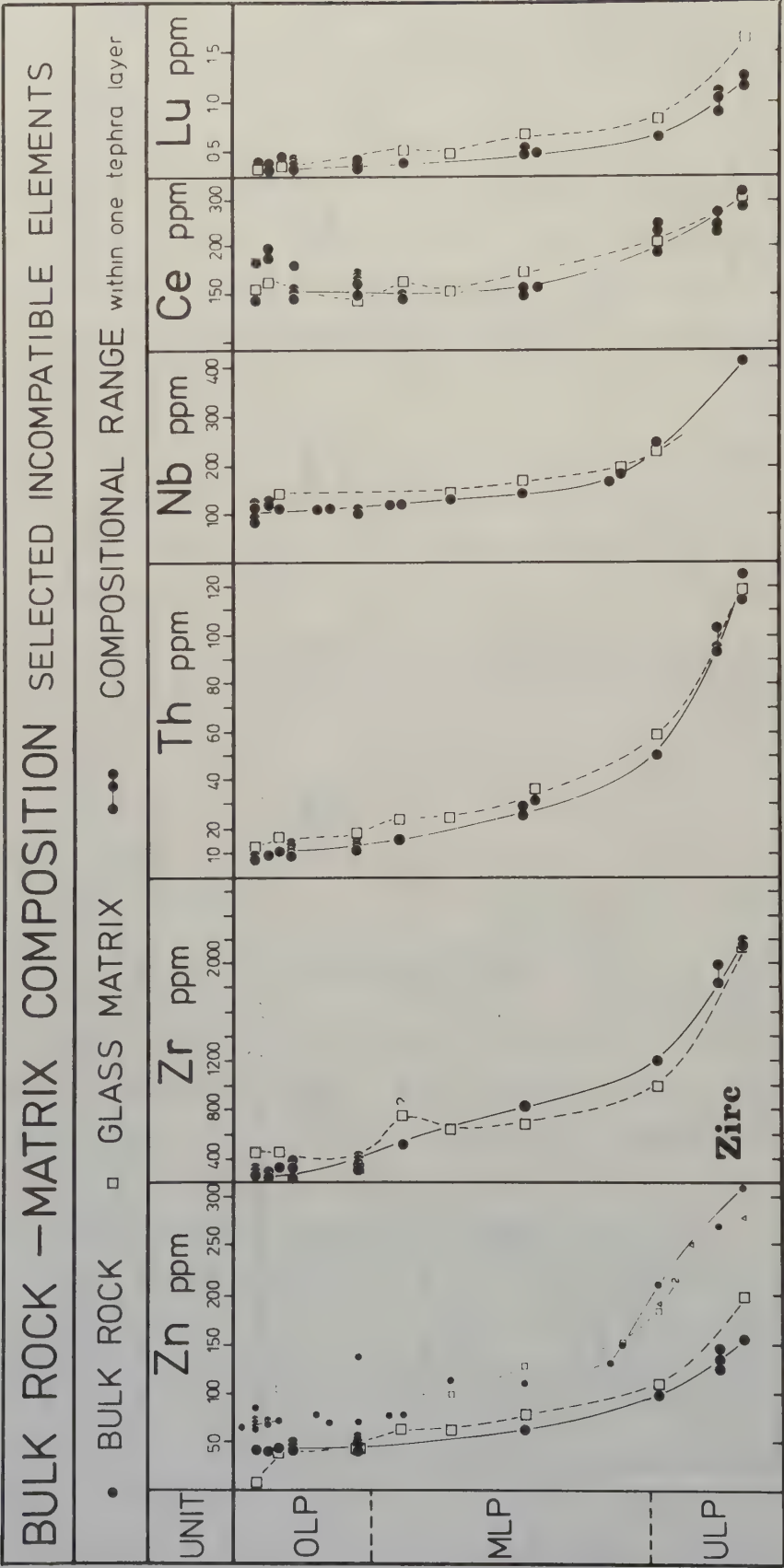


Abb.63: Matrix- und Gesamtgesteinsanalysen von inkompatiblen Elementen. Bis auf Zirkon liegen die Spurenkonzentrationen der Matrix unter der des Gesamtgesteins. Zum Vergleich sind beim Zn die RFA-Analysen in dünner Signatur mit eingetragen. Die Zn-RFA-Daten liegen systematisch über den INA-Analysen.

wendet, die mit derselben Methode analysiert worden sind. Die Gehalte der kompatiblen Elemente (Sc, Sr, Co, s. Abb. 62 und andere, Tab. 4.2) sind wie zu erwarten in der Matrix niedriger als im korrespondierenden Gesamtgestein. Die Einsprenglingsphasen, die die aufgetragenen Elemente bevorzugt einbauen, sind in Abbildungen 62 und 63 (Abkürzungen s. App. 0) ebenfalls wiedergegeben. Die Diskrepanz zwischen Matrix und Gesamtgestein ist umso größer, je höher der Gehalt an Einsprenglingen ist. Unabhängig davon zeigen auch die Matrixseparate schwache, aber signifikante Konzentrationsgradienten (s. Abb. 62). Dies bedeutet, daß unabhängig vom Einsprenglingsgehalt die Restschmelze des Laacher Phonoliths auch in Bezug auf ihren Spurenelementgehalt zoniert war (s. o.).

Bei den inkompatiblen Elementen sind die Unterschiede zwischen Gesamtgestein und Matrix sehr viel kleiner (Abb. 63). Bis auf zwei Zr-Werte liegen alle Konzentrationen von Matrixproben über denen der Gesamtgesteine. Wie bei den kompatiblen Spurenelementen und den Hauptelementen entspricht auch hier die Zusammensetzung der OLP-Matrix einem OMLP-Gesamtgestein (Abb. 63). Der Unterschied zwischen Matrix und Gesamtgesteinen wird in UMLP und ULP durch die sinkenden Kristallgehalte kleiner. Für unterschiedliche Elemente sind die Differenzen verschieden groß, je näher die beiden Kurven in Abbildung 62 zusammenliegen, desto ähnlicher ist die Konzentration an inkompatiblen Elementen in Matrix und Gesamteinsprenglingsfraktion. Für die im Übergang von OMLP nach OLP flachen und für Gesamtgestein und Matrix nahezu parallelen Gradienten gibt es prinzipiell zwei Erklärungen:

a) Die dichten Titanit-, Amphibol-, Apatit- und Amphiboleinsprenglinge (s. Kap. IV.7) sind reich an inkompatiblen Elementen und wurden in OLP selektiv akkumuliert. Dies resultiert einerseits in einer generellen Erhöhung der ursprünglich geringeren Konzentration an inkompatiblen Elementen in OLP, andererseits wird der Spurenelementgehalt gerade so angehoben, daß sich flache, parallele Gradienten für Matrix und Gesamtgestein ergeben.

b) OLP-Magma hat ursprünglich höhere Konzentrationen an diesen Spurenelementen, stärkere Kristallisation in diesem Teil der Magmakammer resultiert in hohen, relativ zu MLP, Konzentrationen in der Restschmelze (Matrix). In diesem Falle müßten zusätzliche Differentiationsprozesse die in OLP und MLP unterschiedlichen Konzentrationen an inkompatiblen Spurenelementen "ausgeglichen" haben, d.h. OLP-Matrix wurde nach oder zum Abschluß der Kristallisation an Th, U, Zn, Hf etc. verarmt. Als Folge dieses Prozesses müßten andere Teile der Magmakammer gerade an diesen Elementen zu einem späten Stadium der Differentiation angereichert werden (s.Kap.VII.3.4).

IV.7 Die Spurenelementzusammensetzung der Einsprenglinge und die Mineral/Matrix-Verteilungskoeffizienten

Die Spurenelementkonzentrationen in Einsprenglingen vulkanischer Gesteine hängen entscheidend von der Spurenelementzusammensetzung der Schmelze ab, aus der die Kristalle ausgeschieden werden. So kann z.B. ein Pyroxen in einer Scandiumarmen, differenzierten Schmelze (C_1^{Sc} = Konzentration von Sc i.d.Schmelze ist klein) eine viel niedrigere Scandiumkonzentration (C_{Cpx}^{Sc}) haben als ein Pyroxen, der aus einer Sc-reichen, basaltischen Schmelze kristallisiert ist. Der Verteilungskoeffizient K:

$$K_{Cpx}^{Sc} = \frac{C_{Cpx}^{Sc}}{C_1^{Sc}}$$

kann dabei aber in beiden Fällen gleich sein. Ein direkter Vergleich von Spurenelementen in Einsprenglingsmineralen ist daher nur sinnvoll, wenn man dabei von dem Verteilungskoeffizienten der Minerale ausgeht. Verteilungskoeffizienten werden bestimmt entweder empirisch aus dem Verhältnis der Konzentrationen von Mineral- und Matrixseparaten natürlicher Gesteine oder aber mit experimentellen Methoden.

Nach der in Appendix 1.2 beschriebenen Methode wurden neben den Matrixproben (s.Kap.IV.6) 40 Mineralseparate von 10 Ein-

sprenglingsphasen des Laacher Phonoliths aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten angefertigt und von Prof.Dr.R. Gijbels mit der INA-Methode auf Spurenelemente analysiert (Tab.4.3a-g, App.). Zusätzlich konnten von 4 Sanidinen und 3 Plagioklasseparaten genug Material für eine RAF-Analyse gewonnen werden (Tab.3. 14, App.). Die Reinheit der mit verschiedenen Methoden hergestellten Mineralseparate sowie die Genauigkeit der Mineral-Spurenelementanalysen wird im Appen-dix diskutiert. In Verbindung mit den 7 Spurenanalysen der Matrixseparate liegt damit eine große Zahl von Mineral/Matrix-Verteilungskoeffizienten vor (Tab.5, App.), die mit Literaturdaten verglichen werden können. Verteilungskoeffizienten sind von einer großen Zahl von Faktoren abhängig, die in Kap.VII.1 näher diskutiert werden. Abgesehen vom Ionenradius und der Wertigkeit eines Spurenelements (JENSEN, 1973) ist ein anderer, wesentlicher Parameter der Polymerisationsgrad (bzw. SiO₂-Gehalt) der Schmelze, die den Verteilungskoeffizient bestimmt (WATSON, 1976; REYERSON & HESS, 1978). Verteilungskoeffizienten von Einsprenglingen in Phonolithen bzw. anderen hochdifferenzierten untersättigten alkalischen Schmelzen sind nur sehr selten bestimmt worden (BERLIN & HENDERSON, 1969; SUN & HANSON, 1976; LARSEN, 1979). Dagegen gibt es eine große Fülle von Mineral-Schmelzverteilungskoeffizienten für basaltische, andesitische und hochdifferenzierte, übersättigte Magmenzusammensetzungen (s.Tab.6,App.). Ein direkter Vergleich mit diesen Daten ist erschwert, weil phonolithische Gesteine nicht in das Schema Basalt-Andesit-Rhyolith (basisch-intermediär-sauer) eingeordnet werden können. Zusätzlich wird der Vergleich kompliziert durch die große Variabilität der Verteilungskoeffizienten des Laacher Phonoliths in Abhängigkeit von der stratigraphischen Position (und chemischen Zusammensetzung usw.) der untersuchten Proben. Diese "Gradienten" der Mineralmatrix-Verteilungskoeffizienten werden in Kapitel VII.1 ausführlich diskutiert. Verteilungskoeffizienten für die Elementgruppe der seltenen Erden (SE, REE = rare earth elements) werden üblicherweise in einem Diagramm K^{REE} gegen Ordnungszahl aufgetragen. Es resultieren

für die einzelnen Minerale spezifische Verteilungsmuster, die je nach "chemischem Milieu" leicht modifiziert sein können.

Sanidin

Die hier bestimmten Verteilungskoeffizienten (K_{San}) stimmen mit den Literaturwerten generell gut überein, insbesondere wenn man die relativen Werte betrachtet (s.Tab.6). Die Absolutwerte liegen zum Teil an der oberen Grenze, z.T. über dem in der Literatur angegebenen Spektrum. Die für Feldspäte generell typische positive Europium-Anomalie (Abb.64) ist besonders stark ausgeprägt. Elemente, für die in Tabelle 5 und 6 (Appendix) ein K_{San} von 0 angegeben ist, konnten im Sanidin mit INA-Analyse nicht nachgewiesen werden. Vermutlich sind die Konzentrationen so gering, daß K_{San} gegen 0,1 zu vernachlässigen ist, daher wurde hier und bei entsprechenden Fällen für andere Minerale ein K von 0,0 angenommen. Für diese Elemente werden auch in der Literatur entweder sehr kleine K's, oder ebenfalls $K = 0,0$ angegeben. Die Co und Sc-Konzentrationen sind in einigen Feldspäten auffällig hoch (s.Tab.6, App.), in anderen dagegen normal (i.e. = 0). Dies ist vermutlich durch Kontamination dieser Proben zu erklären.

Plagioklas

Die höchsten Verteilungskoeffizienten für einige Elemente (Sr, Ba und Eu) sind in Plagioklasen des Laacher Phonoliths doppelt oder gar dreimal so hoch wie die maximalen Literaturwerte (s.Tab.6, App.). Alle übrigen K-Werte liegen im Bereich der publizierten Daten. Das SE-Verteilungsmuster entspricht weitgehend dem der Sanidine (Abb.64).

Amphibol

Laacher See Amphibole unterscheiden sich in ihren Verteilungskoeffizienten signifikant von den Literatur-Werten (Tab.6, App.). Der Verteilungskoeffizient von Amphibol für Seltene Erden Elemente ($K_{\text{Amph}}^{\text{SE}}$) liegen an der oberen Grenze des Literaturspektrums. Dagegen entspricht das Muster der Seltene Erden Verteilungskoeffizienten (Abb.65) etwa dem der publizierten Werte (s.Tab.6, App.). Lediglich die mittleren SE haben relativ höhere Verteilungskoeffizienten. Die maximalen K_{Amph} für

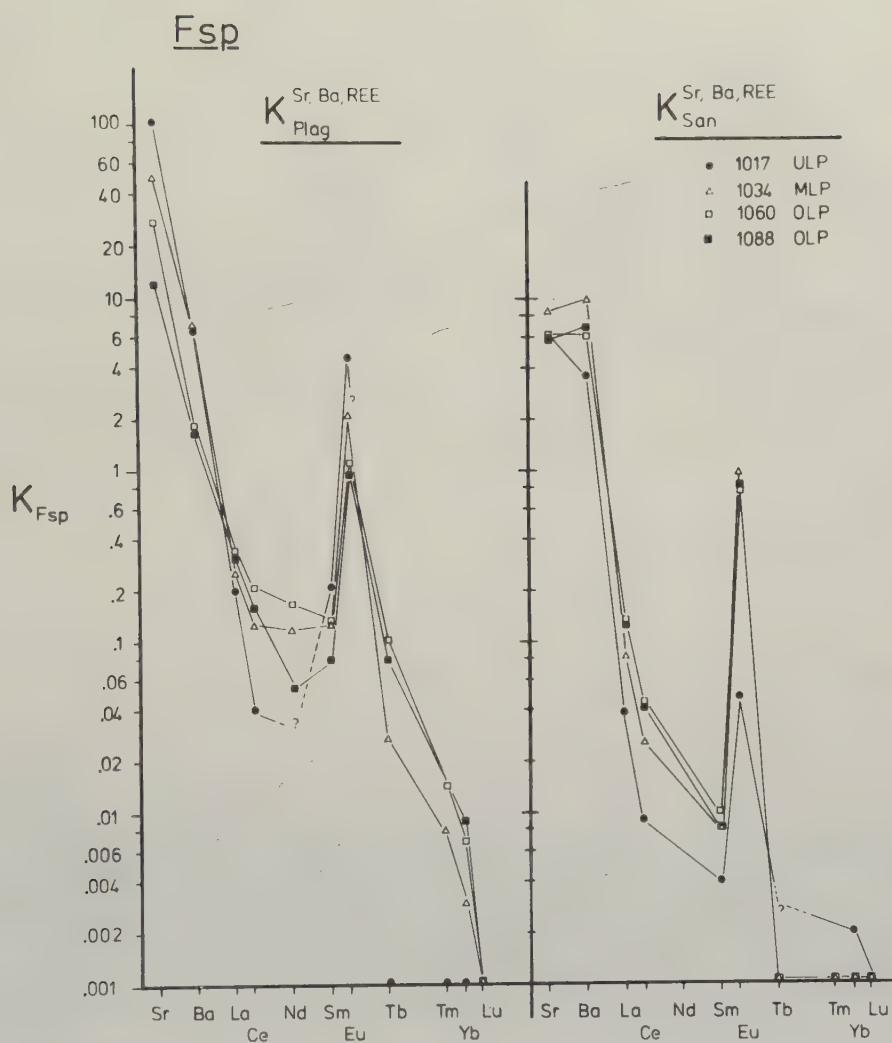


Abb.64: Seltene Erden Element (und Sr,Ba-)Verteilungskoeffizienten in Abhängigkeit der Ladungszahl (Ionenradius). Für diese Auftragung wurden (bis auf Plag 1017 ULP) die INA BR2-Spurenelementanalysen der Feldspäte verwendet (s.App.2.3.1, Tab.4.3a,b, App.). Offensichtlich ist der Unterschied der Sr-Verteilungskoeffizienten und die bei beiden Feldspäten ausgeprägte positive Eu-Anomalie.

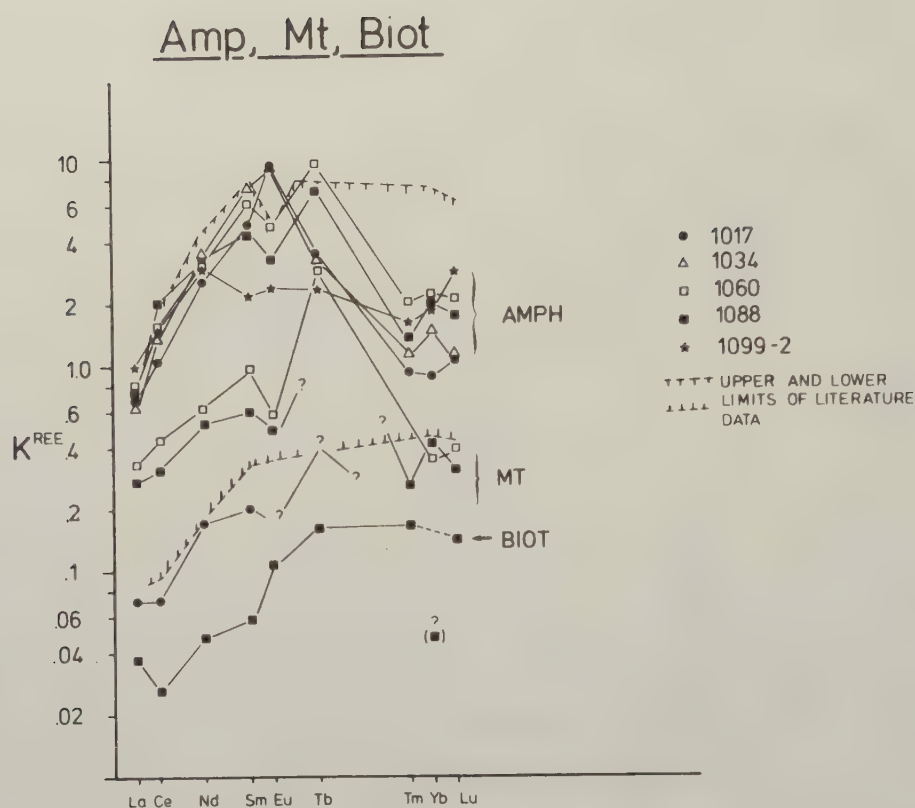


Abb.65: Seltene Erden Verteilungskoeffizienten von Amphibol (Amph), Magnetit (Mt), Dunkelglimmer (Biot). Für Amphibol ist die obere und untere Grenze der Literaturdaten eingetragen (s.Tab.6, App.). Das abweichende Verteilungsmuster von 1099-2 Amphibol (Sterne) ist offensichtlich bedingt durch die hybride Spurenelementzusammensetzung der Matrix dieses Mischgesteins.

Ba, Sr, Co und Sc liegen teilweise um eine Größenordnung über den bislang bekannten Werten. Für Zn, Ta, Hf, Th und U stehen keine Vergleichsdaten zur Verfügung.

Klinopyroxen

Die gemessenen Konzentrationen an K, Rb, Sr, Ba, Y, Zr und U liegen in allen analysierten Pyroxenen unter der Nachweisgrenze der INA ($K_{\text{Cpx}} = 0$). Dies korrespondiert mit den generell sehr niedrigen Literatur-Verteilungskoeffizienten dieser Elemente in Cpx (s.Tab.6, App.). Dagegen sind die $K_{\text{Cpx}}^{\text{SE, Sc}}$ z.T. etwa 2-5mal größer als die maximalen Literaturwerte (Abb.66).

Weder für Ta noch für Zn gibt es Vergleichsdaten in der Literatur.

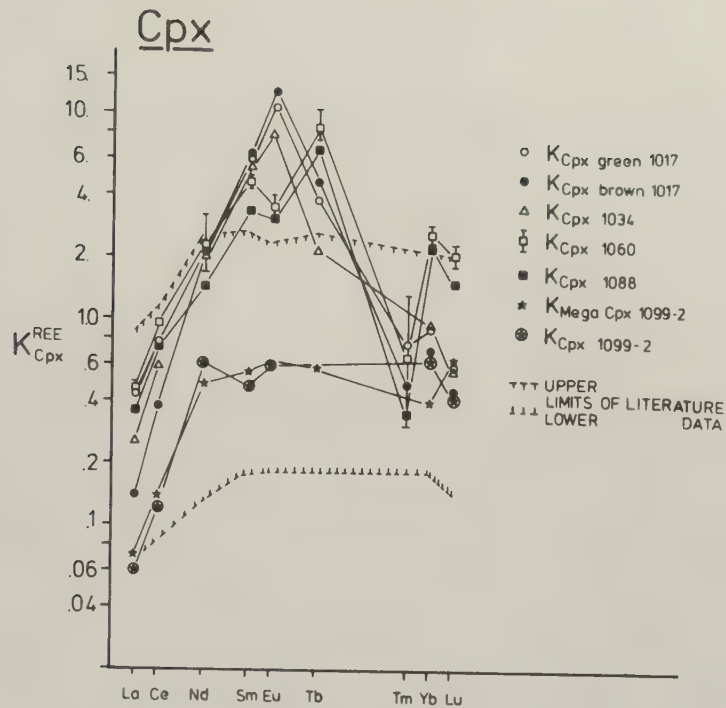


Abb.66: Seltene Erden Verteilungskoeffizienten der Laacher See Pyroxene. Insbesondere die Koeffizienten der mittleren Seltenen Erden liegen deutlich über den bekannten Literaturdaten. Für Cpx 1060 sind Fehlerbalken angegeben. Besonders Nd und Tm haben eine große Fehlerbreite (Tm zu niedrig?). Pyroxene in Mischlava 1099-2 haben ein signifikant anderes Muster (⊗,★), was vermutlich bedingt ist durch die hybride Natur der Matrix (Abb.65).

In einer Probe (ULP 1017) konnten grüne (Na-) und braune (Ti-) Pyroxene abgetrennt werden. Die Analyse dieser Separate zeigt ganz signifikante Unterschiede in einigen Spurenelementen der beiden Pyroxentypen (Tab.4.3, App.). Die grünen Pyroxene haben höhere Gehalte (und Verteilungskoeffizienten) für die inkompatiblen Spurenelemente (Zr, leichte und schwere Seltene Erden, Hf, Ta, Th), dagegen sind die Titanaugite reicher in Scandium, Cr, Co und mittleren Seltene Erden. Jedoch sind diese Unterschiede, bzw. die sich daraus ergebenden unterschiedlichen Verteilungskoeffizienten nicht groß genug, um die Variation von K_{Cpx} (Abb.70a,b; 71a,b) nur durch die Verschiebung der relativen Anteile dieser zwei Typen in den an-

deren, nicht getrennten Pyroxenfraktionen zu erklären.

Titanit

Für die hier analysierten Titanite stehen zum Vergleich nur die Untersuchung von CULLERS & MEDARIS (1977) zur Verfügung (nur SE). Die selektive Aufnahme besonders der mittleren SE (s.Cpx) ist bei den Laacher See Titaniten viel stärker ausgeprägt als in den Titaniten des Alkali-Plutonit von CULLERS & MEDARIS (1977) (s.Abb.67). Für alle anderen Elemente K's fehlen für einen Vergleich die Literaturdaten. Die hohen absoluten Gehalte des Laacher See Titanits an Zr, Hf, Th, U und Ta, Y, Nb (Tab. 4.3f, App.) und die sich daraus ergebenden hohen K-Werte (Tab.6, App.) sind einerseits kristallchemisch zu erwarten, andererseits in Spurenelementanalysen von Titaniten bestätigt (RIBBE, 1980). Dagegen ist der hohe Gehalt an Ba (800-1000 ppm) relativ zum Sr ($K_{Sph}^{Ba} > K_{Sph}^{Sr}$) nicht kristallchemisch zu erklären: Ba und Sr sollten aufgrund ihres Ionenradius an Stelle des Ca im Titanit substituiert werden (RIBBE, 1980). Jedoch entspricht der Ionenradius des Sr (1.21Å) viel eher dem des Ca (1.06Å). Im Vergleich zum noch größeren Ba (1.38Å) sollte daher eher Sr als Ba die Ca-Position besetzen können. Es könnte sich hier um ein analytisches Problem handeln, da kleine Sr-Konzentrationen < 150 ppm mit der INA-Analyse nicht nachgewiesen werden können. Die von zwei Titanitseparaten (Tab. 3.14, App.) angefertigten XRF-Analysen haben Sr-Gehalte weit über null und damit ein K_{Sph}^{Sr} für ULP größer 1 (s.Tab.6, App.). Mit diesen Werten ergeben sich für Sr größere bzw. vergleichbare Verteilungskoeffizienten, was besser mit dem geochemischen Verhalten der beiden Elemente in Titanit übereinstimmt.

Magnetit

Die K's der SE für Magnetiteinsprenglinge liegen deutlich unter vergleichbaren Magnetiten aus Alkalimagmatiten (CULLERS & MEDARIS, 1977, vgl. Tab.6, App.). K_{Mt}^{Co} dagegen ist in Laacher See Magnetiten weit höher als alle bisher publizierten Werte.

Apatit

Für Apatit gilt das für die Titanite gesagte: Im Vergleich

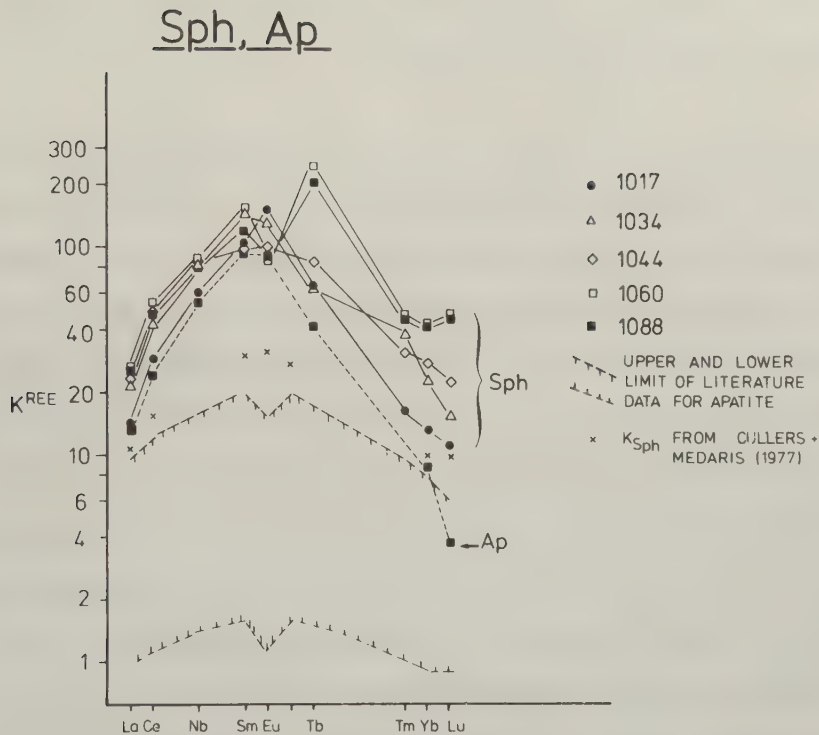


Abb.67: SE-Verteilungskoeffizienten von Laacher See Titaniten und 1088 Apatit (■---■--). Zum Vergleich sind Literaturdaten von Titanit und das Spektrum an Apatit-Verteilungskoeffizienten angegeben. Titanit zeigt, von allen Einsprenglingen des Laacher Phonoliths die stärkste Präferenz für die mittleren Seltenen Erden (Nb-Tb).

zu den Literaturdaten haben sie entweder ähnliche (z.B. leichte und schwere Seltene Erden) oder aber viel höhere Verteilungskoeffizienten (Abb.67). Bis auf Cobalt (Kontamination?) und U sind alle anderen $K' = 0$, Vergleichswerte hierfür fehlen (s.Tab.6, App.)

Biotit

Bis auf die extrem hohen Verteilungskoeffizienten von Sc, Co, Cr und Ba sind alle anderen K-Werte der Laacher See Biotite sehr klein (z.B. Seltene Erden, Abb.65) oder gleich null. Lediglich Rb wird etwa gleich auf Matrix und Biotit verteilt

($K_{\text{Biot}}^{\text{Rb}} = 1,1$). Damit stimmen die relativen Werte mit den Literaturdaten überein, jedoch liegen die hier bestimmten absoluten $K_{\text{Biot}}^{\text{Sc,Cr,Co,Ba}}$ z.T. um ein vielfaches höher als die bislang bekannten Werte (Tab.6, App.).

Hauyn

Nach meiner Kenntnis existieren keine systematischen Untersuchungen über die Spurenelementgehalte in Sodalith-Mineralen. Es fehlen daher Vergleichsdaten. Die relativen und absoluten K-Werte der Laacher See Hauyne sind am ehesten mit denen der Plagioklase gleichzusetzen: Sr hat als einziges Element einen $K > 1$, Rb und Ba werden nur in Spuren eingebaut und das insgesamt flache SE-Muster (Abb.68) zeigt einen erhöhten Wert für Eu, ähnlich der Europium-Anomalie der Feldspäte (Tab.6, App., Abb.64,68). Relativ hohe K für Co und Cr in einigen Separaten können vermutlich auf Kontamination zurückgeführt werden, da ein signifikanter Einbau von Co (und Cr) in die Hauynstruktur nicht zu erwarten ist.

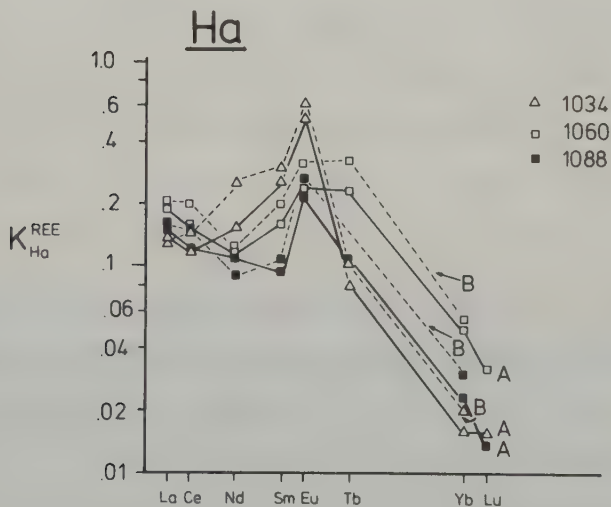


Abb.68: SE-Verteilungskoeffizienten von Hauyn. A: INA BR2-Analysen, B: normale INA-Analysen (s.App.2.3.2), die Verteilungskoeffizienten weichen nur unwesentlich voneinander ab (außer Nd, 1034). Offensichtlich ist die Ähnlichkeit der Verteilungsmuster von Hauynen und Feldspäten (Abb.64).

Zusammenfassung : Verteilungskoeffizienten

Die Verteilungskoeffizienten für Mineral-Matrix Paare weisen in den verschiedenen Proben der Laacher Abfolge eine z.T. extreme Variation auf (s.Kap.VII.1). Dabei liegen die Werte generell an der oberen Grenze des Spektrums an publizierten Verteilungskoeffizienten. Insbesondere einige kompatible Elemente (Sc, Co, Eu, Sr, SE z.T.) haben K-Werte um einige Größenordnungen über den publizierten Vergleichsdaten. Insgesamt ergibt sich das Bild eines viel stärker differenzierten Einbaus von Spurenelementen: kompatible Elemente haben besonders hohe Verteilungskoeffizienten, inkompatible (magmatophile) Elemente scheinen für Laacher See Phonolith/Einsprenglinge "besonders inkompatibel" zu sein, die Seltenen Erden zeigen besonders hohe Verteilungskoeffizienten für Nd-Tb (mittlere SE).

V. Sr-Isotopen-Verhältnisse

Von 6 Bimsproben wurden nach sorgfältigster Auslese aller Xenolitheneinschlüsse die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse nach der bei HART & BROOKS (1974) und ZINDLER (1980) beschriebenen Methode (App.2.2.5) bestimmt (Tab.7).

Tabelle 7: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopenverhältnisse und Sr-Konzentrationen

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)
1002	0.71138 ± 15	3.9
1034	0.70514 ± 4	140
1050	0.70492 ± 4	365
1060	0.70480 ± 4	798
1088	0.70492 ± 5	1085

Dieser Anstieg der Isotopenverhältnisse ist sogar in Vergleich zur Variation in Vulkaniten Mitteleuropas (HOEFFS & WEDEPOHL, 1968; STAUDIGEL & ZINDLER, 1978; SCHMINCKE et al, 1979; CALVEZ & LIPPOLT, 1980; ZINDLER, 1980) relativ groß: Die Sr-Isotopenzusammensetzung von OLP und OMLP ist relativ einheitlich (0.70480-0.70492), in UMLP sind schon deutlich höhere $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Werte nachzuweisen (0.7054), der extrem Sr-verarmte ULP-Phonolith hat ein stark erhöhtes Verhältnis (0.71138, s.Tab.7). Quartäre, mafische Osteifelvulkanite (Basanite, Leuzitite, Nephelinite) haben im Vergleich zum OLP/MLP-Phonolith geringfügig niedrigere Sr-Isotopenverhältnisse. Sie liegen je nach Alter zwischen 0.70436 und 0.70467 (ZINDLER, 1980). HOEFFS & WEDEPOHL (1968) analysierten ebenfalls quartäre Basanite der Osteifel und fanden in diesen Gesteinen höhere Gehalte an radiogenem Strontium. Noch höhere (0.7063-0.7088) Verhältnisse werden von HOEFFS & WEDEPOHL (1968) für phonolithische und trachytische Gesteine tertiären Alters bestimmt. Sie interpretieren die hohen $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in diesen Vulkaniten als das Ergebnis von intensiver Krustenassimilation. CALVEZ & LIPPOLT (1980) konnten in Phonolithen und Trachyten des Rheingrabens jedoch keine erhöhten Konzentrationen an ^{87}Sr finden und schließen daher Krustenkontamination für diese Gesteine aus. Der Grund für die abweichenden Ergebnisse von HOEFFS & WEDEPOHL (1968) einerseits und CALVEZ & LIPPOLT (1980) und ZINDLER (1980) andererseits wird schon bei CALVEZ & LIPPOLT (1980) vorsichtig mit systematischen Analysefehlern begründet.

Deshalb sollen die Sr-Isotopendaten des Laacher Phonoliths nur mit den Ergebnissen von ZINDLER (1980) und CALVEZ & LIPPOLT (1980) verglichen werden, zumal die hier verwendete Analyse-methode sowie das benutzte Spektrometer mit dem von ZINDLER (1980) identisch ist.

Diskussion der $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse

Bis auf den höchstdifferenzierten UMLP und ULP Phonolith fallen alle Vulkanite der Osteifel sowie die von CALVEZ & LIPPOLT (1980) untersuchten mehr oder weniger differenzierten Gesteine (ohne Karbonatite) in das Feld der "Continental basaltic rocks" von FAURE & POWELL (1972). Die Assimilation von Krustenmaterial, oder gar Krustenaufschmelzung kann daher als ein Prozeß der Entstehung des phonolithischen Magmas des Laacher See Vulkans und der Süddeutschen Phonolithe und Trachyte (CALVEZ & LIPPOLT, 1980) ausgeschlossen werden. Dies bedeutet nicht, daß nicht durch die Differenzierung von Mantelmagmen entstandene Schmelzen durch Krustenmaterial geringfügig kontaminiert werden können und dadurch in radiogenem Sr angereichert werden. Eine alternative Erklärung der generell leicht erhöhten Gehalte an radiogenem Sr in Phonolithen und Trachyten wäre die Förderung von Mantelschmelzen aus einem inhomogenen Erdmantel. Magmen, die später zu Phonolithen und Trachyten differenzieren oder als solche schon im Mantel produziert werden, müßten dann einem LIL (large ion lithophile) angereicherten Mantel mit höherem Rb/Sr-Verhältnis entstammen, in den über einen langen Zeitraum ^{87}Sr durch radioaktiven Zerfall von Rb entstehen konnte (vgl. ZINDLER, 1980; HEDGE, 1978). In diesem Sinne wären zwar die gegenüber den Basaniten leicht erhöhten $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse erklärbar, nicht jedoch der kontinuierliche Anstieg von $^{87}/^{86}\text{Sr}$ (bei gleichzeitiger Sr-Verarmung) innerhalb der zonierten Abfolge des Laacher See Vulkans. NOBLE & HEDGE (1969) beschrieben ähnliche Variationen des Sr-Isotopenverhältnisses in rhyolitischen Ascheströmen. Sie erklärten, basierend auf dem Modell der "umgekehrten Magmakammer", die durch die pyroklastischen Ablagerungen repräsentiert wird, durch die verstärkte Konta-

mination von Nebengestein im Dachbereich der Magmakammer vor der Eruption. Beide o.g. Interpretationen sind für große, sehr langlebige (Rhyolith)Magmaammern sinnvoll. Für den Laacher See wird ein abweichendes Modell entwickelt:

Da Sr-Isotope in geologischen Prozessen nicht fraktioniert werden, kann die Veränderung der Sr-Isotopie nicht durch den Differenzierungsvorgang erfolgt sein, der zur Bildung der chemisch zonierten Abfolge führte, sondern muß auf geringfügige Krustenkontamination zurückgeführt werden. Das bedeutet aber, unter der Annahme der Laacher Phonolith habe sich aus einer basischen Schmelze entwickelt (s.Kap.VII.2), daß die Kontamination der Schmelze nicht vor der Differenzierung erfolgt sein kann, da in diesem Fall eine räumliche Zonierung des ^{87}Sr -Gehaltes einer Ausgangsschmelze über alle Stadien der Differentiation erhalten bleiben müßte. Die Sr-Isotopie einer so extrem Sr-armen Schmelze, wie sie von ULP repräsentiert wird, reagiert ganz besonders empfindlich schon auf geringste Krustenbeimengungen. Das hohe $^{87}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in ULP geht daher vermutlich auf eine nur geringfügige Kontamination, möglicherweise durch partielle Kontaktgesteinsschmelzen (s.WÖRNER et al, im Druck) zurück. Differentiation und Kontamination von Laacher Phonolithmagma sind dabei wahrscheinlich mehr oder weniger gleichzeitige Prozesse. DePAOLO (1981) betrachtet in quantitativen Modellen für verschiedene Randbedingungen die Veränderung der chemischen und der Isotopenzusammensetzung eines Magmas bei gleichzeitiger Differentiation und Assimilation. Demnach ist die starke Erniedrigung des Sr-Gehaltes bei einer starken Erhöhung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisses der Laacher Abfolge zu erklären durch relativ kleine Assimilationsraten, hohe Sr-Verteilungskoeffizienten der kristallisierenden Phasen und einer hohen Fraktionierungsrate. Diese Bedingungen scheinen für die Entwicklung des Laacher See Magmas und dessen chemischer Zonierung erfüllt gewesen zu sein (s.Kap.IV.7, VII.3.4).

VI. Physikalische Eigenschaften der Laacher Phonolithmagmen

VI.1 Temperatur

Liquidustemperaturen von 800 bis 880°C lassen sich aus der Lage der Laacher See Phonolithe im Liquidusdiagramm von HAMILTON & MACKENZIE (1965) ableiten (Abb.69).

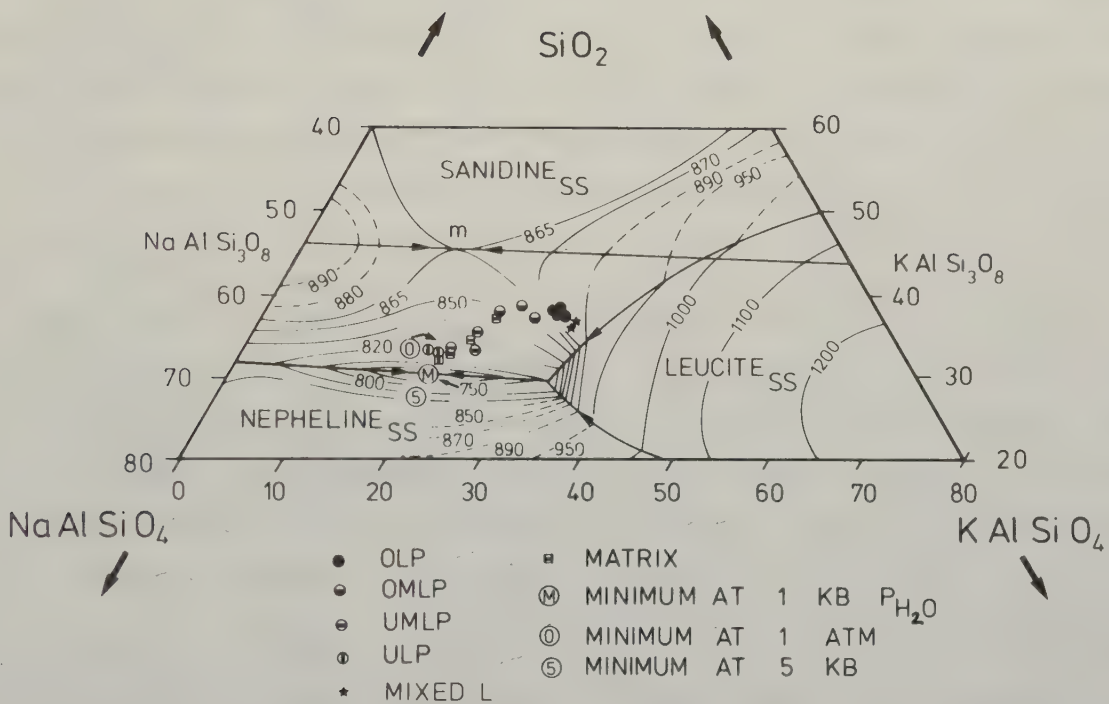


Abb.69: Laacher See Phonolithe und Mischklaven im Ne-(NaAlSiO₄)-Ks-(KAlSiO₄)-Qz-(SiO₂)-Liquidusdiagramm nach HAMILTON & MACKENZIE (1965) bei 1 kb P_{H₂O}. ULP-Zusammensetzungen liegen zwischen dem Temperatur-Minimum (M) bei 1 kb und 750°C und dem Minimum des Systems bei 1 atm (nach BOWEN, 1937), aber weit entfernt vom Minimum bei 5 kb (MORSE, 1968). Aus der Lage der Phonolithzusammensetzungen (OLP, MLP, ULP) läßt sich ein Temperaturintervall von 800 °C (ULP) bis 880 °C (OLP) ableiten.

ULP-Zusammensetzungen liegen dem phonolithischen Minimum bei 750°C am nächsten. Die Zusammensetzungen von MLP und OLP liegen nahe dem Temperaturntal zwischen dem Phonolith- und dem Feldspatminimum (M, m in Abb.69). Wenn die phonolithischen Gesteine wirklich Liquiduszusammensetzungen haben, dann ist aus der Lage der Probenpunkte im Liquidusdiagramm ein von OLP (880°C) nach ULP (800°C) abzuleiten. Diese Temperaturen entsprechen den anhand von ko-existierenden Feldspäten bestimmten Temperaturen (s.u.). Bei Temperaturabschätzungen nach dem Plagioklasthermometer nach KUDO & WEILL (1970) bzw. MATHEZ (1973) ergeben sich erratische Liquidustemperaturen, die generell über 1000°C liegen. Offensichtlich ist das Gleichgewicht zwischen Na in Plagioklas und Schmelze durch eine spätere Zufuhr von Na zur Matrix gestört. Auch das Nephelin-Alkalifeldspat-Thermometer (POWELL & POWELL, 1977) ist zur Temperaturabschätzung ungeeignet. Entweder zwischen Nephelin und Sanidin besteht kein Gleichgewicht (was nach dem Verwachsungsgefüge der beiden Phasen unwahrscheinlich ist (Abb. 42) oder die gleichzeitige Kristallisation von Hauyn stört das temperaturabhängige Gleichgewicht der Na-K-Verteilung zwischen Nephelin und Alkalifeldspat (NASH et al, 1969).

ZYRIANOV et al (1978) wiesen in einer experimentellen Studie außerdem zusätzliche Einflüsse nach von Bildungsdruck und Ordnungsgrad der Feldspäte auf den Na-K-Austausch zwischen Nephelin und Kalifeldspat. Das Plagioklas-Alkalifeldspat-Thermometer von STORMER (1975) läßt sich dagegen gut zur Berechnung der Liquidustemperaturen des Laacher Phonolithmagmas verwenden. Zur Berechnung wurden nur die Feldspatanalysen verwendet, die vom direkten Kontakt zweier miteinander verwachsener Feldspäte stammen. Es ergeben sich konsistente Temperaturen zwischen 800 und 850°C (Tab.8) unter der Annahme eines $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ von 2 kb (s.u.). Die Temperaturangabe von STAPS (1976) für ULP (800°C) basiert auf derselben Methode und einer Annahme von 1 kb $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$. Zum Vergleich sind die Analysen von STAPS (1976) auf 2 kb $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ umgerechnet in Tabelle 8 wiedergegeben. Die Temperaturberechnung aus den Analysen von räumlich getrennten, isolierten Einsprenglingen ergibt Tempe-

Tab.8: Liquidustemperaturen des Laacher Phonoliths, berechnet nach STORMER (1975) für $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$

Analyse Nr. s.Tab.3.2	T °C	Schicht (Proben) Nummer	Einheit	Analyse von ver- wachsenen Feldspäten	Analyse zweier benach- barter Einspreng- linge
STAPS(1976)	855	1017	ULP	x	
26- 27	1093	1024	UMLP	x	
28- 29	866	1024	UMLP	x	
47- 43	825	1046	OMLP	x	
47- 44	836	1046	OMLP	x	
52- 49	831	1050	OMLP	x	
50-550	837	1050	OMLP		x
59- 55	837	1060	OLP	x	
60- 56	829	1060	OLP	x	
552-540	787	1061-7	OLP	x	
555-542	815	1075	OLP	x	
68- 64	843	1076	OLP	x	
66- 63	888	1076	OLP		x
70a-69a	790	1079-2	OLP	x	
557-544	824	1079-3	OLP	x	
556-543	804	1079-3	OLP		x
548-560	880	1088	OLP		x
561-560	898	1088	OLP		x
82- 71	797	1099-2	Mixed L.	x	

raturen zwischen 800 und 1000°C. Dies deutet auf ein Ungleichgewicht zwischen einigen, aber nicht allen Feldspateinsprenglingen. Aus der Streuung der berechneten Liquidustemperaturen von OLP nach ULP läßt sich kein Temperaturgradient der chemisch zonierten Magmasäule ableiten. Dies ist auch nicht zu erwarten, da die analysierten Feldspäte nicht zwangsläufig zusammen aus der Schmelze kristallisiert sein müssen, die durch die Gesteinsmatrix repräsentiert ist. Vermischung und Absaigern von Kristallen würde einen Temperaturgradienten in der Magmasäule nicht erkennen lassen. Koexistierende Feldspäte in einem OLP-Typ-Phonolitheinschluß in UMLP-Bims (sog. "Tröpfcheneinschlüsse", s.Kap.III.1) ergeben auffällig hohe Temperaturen (1093°C, 26-27, Tab.8). Dies deutet möglicherweise auf unterschiedliche Liquidustemperaturen von UMLP-Phonolith und mafischen Einschlüssen. Für den mafischen Teil eines Mischgesteins (Abb.12) wurde auf der Basis des Olivin-Klinopyroxen-Thermometers von OBATA et al (1974) eine Gleichgewichtstemperatur von 1060°C berechnet. Die Feldspäte aus der phonolithischen Komponente desselben Lapillus zeigen dagegen eine Temperatur von ca. 800°C an. Die beiden unvollständig gemischten Schmelzkomponenten hatten demnach eine Temperaturdifferenz von 250°C.

Eine unabhängige Temperaturabschätzung ist mit dem Mg/Fe-Verhältnis Pyroxen/Matrix möglich (GROVE & BENCE, im Druck). Aus dem mittleren Mg/Fe-Verhältnis der Pyroxeneinsprenglinge ergeben sich Temperaturen von 730°C für ULP, 800°C für MLP und 900°C für OLP, bedingt durch eine Änderung der Matrixzusammensetzung bei relativ gleichbleibenden Pyroxenzusammensetzungen (s.Abb.18,35). Obwohl diese Temperaturabschätzungen auf einer weiten Extrapolation der für basaltische Zusammensetzung untersuchten Mg-Fe-Verteilung zwischen Pyroxen und Schmelze beruht, ist die Übereinstimmung mit den anderen Temperaturberechnungen überraschend gut.

Eine weitere Möglichkeit der Temperaturbestimmung basiert auf der Na-K-Verteilung zwischen Amphibolen und Matrix (HELZ, im Druck). Je nach Amphiboltyp (s.Kap.IV.3.3, Abb.28a u.29)

und stratigraphischer Einheit einer Probe ergeben sich unterschiedliche Temperaturen. Temperaturen zwischen 800 und 900°C, d.h. in Übereinstimmung mit den anderen Bestimmungen, ergeben sich allerdings nur für bestimmte Kombinationen (Typ I (Na-reich) in ULP und MLP, Typ II in OLP). Temperaturen in Kumulatgesteinen liegen nach dem Na-K-Verhältnis von Amphibol und Matrix ebenfalls zwischen 800 und 900°C (Ausnahme 1101-5 = 923°C). Auch hier ist die Übereinstimmung mit den anderen Temperaturabschätzungen auffallend gut.

Identische Phonolith-Liquidustemperaturen (800, 880°C) wurden von BARBERI et al (im Druck) für zwei Phonolithe des Somma-Vesuvius Vulkans postuliert. Mafische Anortoklas-Phonolithe (s.Kap.IV.1.1) dagegen haben mit ca. 1000°C deutlich höhere Liquidustemperaturen (KYLE, 1977).

VI.1.2 Druck

Der Druck in der Laacher See Magmakammer kann mit verschiedenen Methoden grob abgeschätzt werden:

- a) die P-T Beziehungen der Zusammensetzung der beiden Feldspäte (STORMER, 1975) ergibt nur dann mit allen anderen Temperaturabschätzungen übereinstimmende Ergebnisse für die Gleichgewichtstemperatur, wenn man einen niedrigen P_{H_2O} annimmt (1-2 kb). Für Drucke um und über 10 kb resultieren Liquidustemperaturen, die signifikant über den realistischen Werten von 800-900°C liegen.
- b) Abbildung 69 zeigt die Zusammensetzung der höchstdifferenzierten ULP-Zusammensetzungen nahe des Minimums des Systems bei 1 kb P_{H_2O} . Bei höheren Wasserdrucken verschiebt sich das Temperaturminimum zu noch höheren Ne-Gehalten (vgl.Abb.69), MORSE, 1968). Da die Zusammensetzungen der ULP-Magmen zu den höchstdifferenzierten Phonolithen gehören, die bisher beschrieben wurden und eine Entstehung dieser Schmelzen im wesentlichen auf einen von Feldspat kontrollierten Kristallfraktionierungsprozess zurückgeht (s.Kap.VII.3), sollten die ULP-Zusammensetzung einem Schmelzminimum im System Ne-Ks-Qz sehr nahe liegen. Vermutlich ist mit der ULP Schmelze das Minimum im System Ne-Ks-Qz gerade erreicht, denn nur hier

treten Sanidin und Nephelin gemeinsam als Einsprenglingsphase auf. Für einen Bildungsdruck von 1 kb P_{H_2O} fallen ULP Schmelze und Temperaturminimum praktisch zusammen (Abb.69).

Eine konsistente Interpretation aller Daten (Zusammensetzung, Lage im Schmelzdiagramm, Liquidustemperaturen) ist nur für niedrige Bildungsdrucke (1-2 kb P_{H_2O}) möglich.

c) Nach BURNHAM (1975) steigt die Löslichkeit von Wasser in Silikatschmelzen mit Druck, Temperatur und dem Anteil an Albit-äquivalenten Komponenten der Silikatschmelzen an. Auf der Basis dieser Albit-äquivalenten normierten Schmelzzusammensetzung ist die Löslichkeit von Wasser in Schmelzen der unterschiedlichsten Zusammensetzung identisch und somit mit den experimentell bestimmten Löslichkeiten von Albitschmelze in Abhängigkeit von P, T zu vergleichen. Je eine ULP und eine OLP-Probe wurde auf Albit-äquivalente Massen umgerechnet (nach BURNHAM, 1975). Der Vergleich mit den experimentellen Löslichkeitskurven zeigt, daß der Laacher Phonolith (3-4% H_2O , s. Kap. IV.2) gerade bei 1-2 kb wassergesättigt ist.

Zusammenfassung

Es ist sicher kein Zufall, daß das Laacher See Magma nach mehreren unabhängigen Abschätzungen vor der Eruption unter einem Druck von 1-2 kb P_{H_2O} gestanden hat und damit bei der Eruption seine Sättigungsgrenze der Wasserlöslichkeit gerade erreicht hatte. Diese Druckabschätzungen werden gestützt durch die geologischen Argumente für eine oberflächennahe Laacher See Magmakammer (Kap. II.4) in 3-6 km Tiefe (= 1-2 kb). Für einen weiteren großen Phonolithvulkan der Osteifel (Wehrer Kessel) konnte auf der Basis der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen in kontaktmetamorphen Gesteinen (WÖRNER & MEDENBACH, in Vorb.) und unabhängiger geologischer Argumente (WÖRNER et al, im Druck) ebenfalls eine oberflächennahe Magmakammer nachgewiesen werden.

VI.3 Viskosität

Aus der chemischen Zusammensetzung eines Vulkanits kann man nach den empirischen Methoden von BOTTINGA & WEILL (1972) und SHAW (1972) die Viskosität der entsprechenden Silikat-

schmelze berechnen. Hier wurde die Methode von SHAW (1972) vorgezogen, da sie den Einfluß von H_2O mit berücksichtigt. Für die berechneten Viskositäten (Tab.9, App.) wurden folgende Randbedingungen zugrunde gelegt:

$T = 850^{\circ}C$, $P = 2 \text{ kb}$, $H_2O = 0,3,4 \text{ Gew.}\%$, Kristallgehalt (Volumenfraktion XV) = 0 und von 0,05 bis 0,50, Blasengehalt (Volumenfraktion VF) = 0, bzw. von 0,65 bis 0,10. Der Einfluß von in der Schmelze suspendierten Einsprenglingen und Blasen wurde nach dem Ansatz von ROSCOE (1953) in SHAW (1965) abgeschätzt. In Abbildung 70 ist der Logarithmus der Viskosität in Poise ($\log \eta$) für die unterschiedlichen Zusammensetzungen der Laacher Phonolithe für verschiedene Randbedingungen getragen. Der linke Teil der Abbildung zeigt die Änderung der Viskosität ausschließlich als Funktion der chemischen Zonierung der Magmasäule ($T = 850^{\circ}C$, $H_2O = 0$, keine Kristalle oder Blasen). Es zeigt sich ein Maximum der Viskosität für MLP-Zusammensetzungen ($\log \eta \text{ max.} = 7,1$). Höhere Alkaligehalte in ULP und die steigende Konzentration an "mafischen" Oxiden in OLP bewirkt eine geringere Viskosität im Ober- und Unterteil der dargestellten Magmasäule. Der Einfluß eines möglichen Temperaturgradienten (OLP $880^{\circ}C$, ULP $800^{\circ}C$, s.Kap.VI.1) ist hier nicht berücksichtigt.

Durch niedrigere Temperaturen in ULP würde die Viskosität um 0.1 $\log \text{ poise}$ erhöht, während die OLP-Viskositäten um 0.2 $\log \text{ poise}$ gesenkt würden. Für die Form des Viskositätsgradienten würde sich dadurch nur eine geringfügige Modifikation ergeben. Deshalb kann, insbesondere bei den folgenden Betrachtungen, der Einfluß des ohnehin unsicher bestimmten Temperaturgradienten vernachlässigt werden.

Da die Zusammensetzung der Matrix in OLP etwa dem Gesamtgesteinschemismus von OMLP entspricht, ergibt sich für OLP-Matrix eine Viskosität von ca. $\log \eta = 7$ (s.Abb.70, links, gepunktete Linie). Viskositäten dieser Größenordnung sind ähnlich mit wasserhaltigen granitischen Magmen (SHAW, 1972) bei $850^{\circ}C$. Wasserfreie Granitschmelzen dagegen haben um 2-3 Größenordnungen höhere Viskositäten. Damit liegen die Viskositäten der Laacher Phonolithschmelzen zwischen denen von

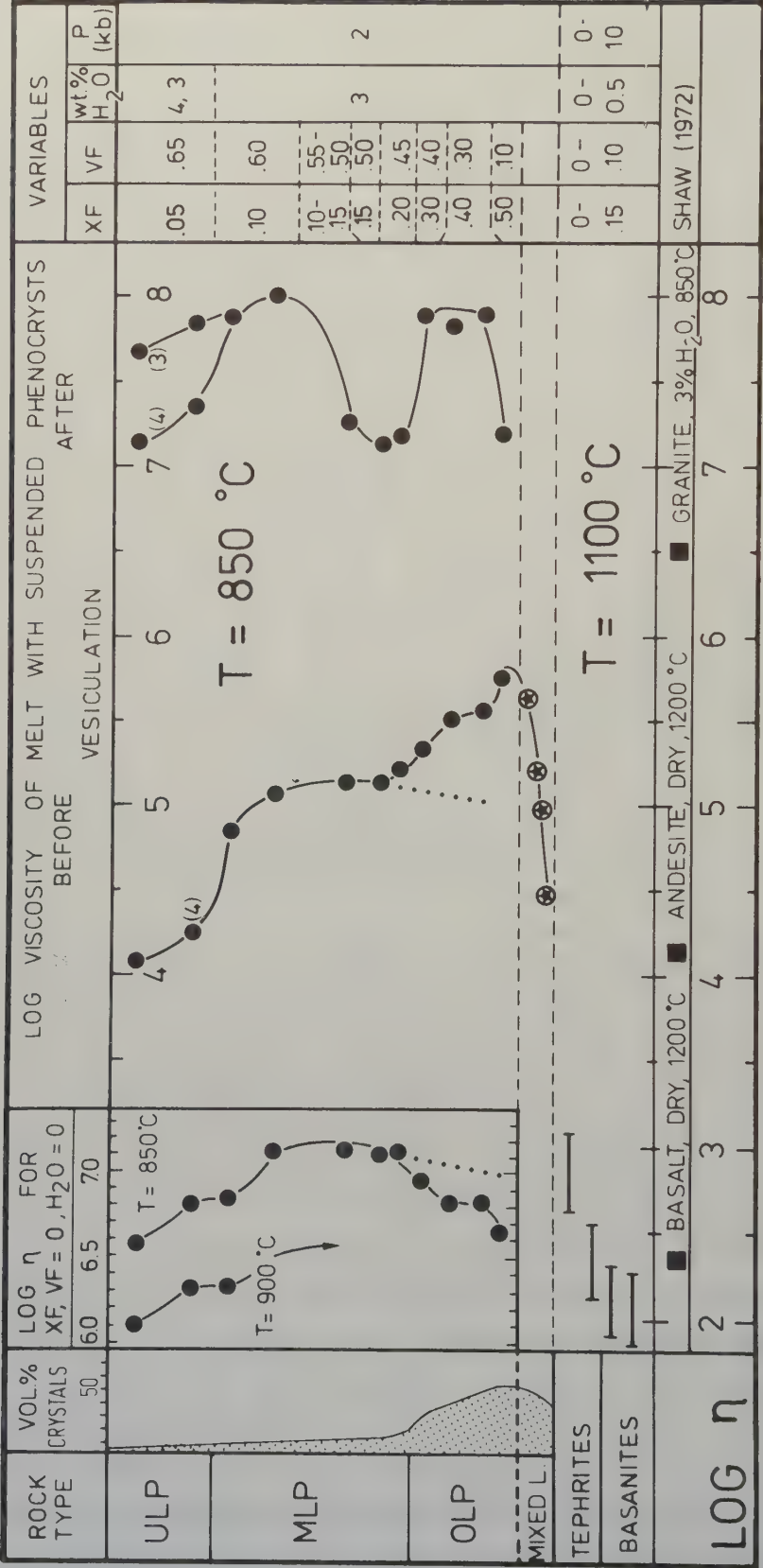


Abb.70: Viskositäten der Laacher Phonolithschmelze (Punkte) für verschiedene Randbedingungen (rechts) im Vergleich zur Viskosität der Mischlaven (Sterne), Osteifel Basanite und Tephrite (Balken, Daten aus DUDA & SCHMINCKE, 1978) sowie Literaturwerten. XF = Volumenanteil der Einsprenglinge in der Schmelze, VF = Volumenanteil an Blasen nach der Eruption (geschätzte Werte); für ULP wurden Viskositäten alternativ für (3) und (4) % H_2O gerechnet. Erklärungen und Diskussion siehe Text.

Basalt- und Granitschmelzen (s. Abb. 70). Die mittlere Kurve zeigt die Viskosität des Laacher Phonoliths mit 4% H_2O in ULP, 3% H_2O in MLP und OLP und wechselnden Einsprenglingsgehalten.

Zur Berechnung der Viskosität der Schmelze mit suspendierten Kristallen (Blasen) wurde eine modifizierte Einstein-Roscoe-Beziehung verwendet (s. SHAW, 1965). Die so berechneten Viskositäten sind jedoch nur sehr grobe Annäherungen. SHAW (1969) und MURASE & McBIRNEY (1973) wiesen nach, daß der Einfluß von suspendierten Kristallen (oder Blasen) noch größer ist, als durch die Einstein-Roscoe-Beziehung ausgedrückt wird. Dennoch wurde diese Beziehung hier verwendet, da es weniger auf die absoluten Werte sondern die relative Variation der Viskosität ankommt. Es ergibt sich für die Viskosität der Schmelze mit unterschiedlichen Mengen an suspendierten Kristallen ein von OLP nach ULP über zwei Stufen abfallender Gradient. Bei Berücksichtigung der Ergebnisse von SHAW (1969) und MURASE & McBIRNEY (1973) würden die Viskositäten der Suspension besonders für OLP (kristallreich) noch deutlich höher liegen, die Form des Gradienten jedoch unverändert bleiben. Der Einfluß von H_2O bewirkt eine Erniedrigung der Viskosität um etwa zwei Größenordnungen (z.B. ULP, wasserfrei: $\log \eta = 6,5$, ULP, 4% H_2O : $\log \eta = 4$). Durch den hohen Gehalt an Einsprenglingen im OLP-Teil der Magmakammer wird der Einfluß zum Teil kompensiert, es ergeben sich Viskositäten um $\log \eta = 5,5$. In den Mischgesteinen (Mixed L.) geht die Viskosität mit steigendem MgO - und fallendem SiO_2 -Gehalt schnell auf $\log \eta = 4$ zurück. Die zum Vergleich dargestellten Viskositäten der Basanite und Tephrite liegen bei Wassergehalten von 0-0,5%, $T = 1100^\circ C$ und 0-15 Vol% Einsprenglingen um viele Größenordnungen unter denen der Phonolithschmelzen. Durch die gegenläufigen Gradienten von Blasen- und Einsprenglingsgehalten in der stratigraphischen Abfolge ergibt sich ein auffälliges Minimum der Viskosität der Schmelze nach der Blasenbildung (Abb. 70). Die Viskosität der Schmelze mit Kristallen und Blasen beschreibt die Eigenschaften der eruptierenden Schmelze im Förderschlot. Die absoluten Werte sind durch

die vielen vereinfachenden Annahmen (z.B. Einsprenglinge und Blasen haben den gleichen Einfluß auf die Viskosität) nicht sehr genau, jedoch gibt die rechte Kurve in Abbildung 70 die relativen Veränderungen der Viskosität wieder, das Minimum ist daher vermutlich real.

Aufgrund der für hochdifferenzierte Schmelzen vergleichsweise geringen Viskosität des Laacher Phonolithmagmas vor der Eruption sollten die Differentiationsprozesse in der Schmelze relativ effektiv sein (Konvektion, Diffusion und gravitatives Absaigern von Kristallen). Die Sinkgeschwindigkeiten von Einsprenglingen von 1 mm Durchmesser in einer Schmelze der Viskosität $\log \eta = 5$ (MLP) beträgt nach SHAW (1965) für Feldspäte etwa 1 cm/Jahr und für Klinopyroxene 10m/Jahr. Nimmt man eine Magmasäule von 2 km Höhe an (Abb.9), so würden typische Einsprenglinge des Laacher Phonoliths nach einer Minimalzeit von nur 2000 Jahren von ULP (Dachbereich) bis nach OLP absinken. Rein theoretische Berechnungen von Sinkgeschwindigkeiten auf der Basis der berechneten Viskositäten besagen jedoch wenig über die wirkliche Effektivität eines gravitativen Kristallfraktionierungsprozesses (s.Kap.VII.3.3).

VI.4 Netzwerkparameter

Viskositäten sind in Kapitel VI.3 nach einer empirischen Methode berechnet worden. Sie steht in direktem Zusammenhang mit der Struktur und dem Vernetzungsgrad der Silikatschmelze, die ihrerseits ebenfalls eine Funktion der Zusammensetzung sind. Struktur und Vernetzungsgrad von Gesteinsschmelzen haben aber auch auf Diffusionsvorgänge, Kristallwachstum und Spurenelementverteilung zwischen Mineral und Schmelze einen wesentlichen Einfluß. Mit der Untersuchung der Struktur von Silikatschmelzen und deren Auswirkung auf magmatische Prozesse befassen sich in jüngerer Zeit eine Reihe von Untersuchungen (WATSON, 1974; REYERSON & HESS, 1978; KUSHIRO, 1978; MYSEN et al, 1979, 1980a,b, 1981; DeJONG & BROWN, 1980; DeJONG et al, 1981). Für die phonolithischen Schmelzen des Laacher See Vulkans wurden folgende Netzwerkparameter

berechnet (Tab.10, App.), insbesondere im Hinblick auf die Variation der Spurenelementverteilungskoeffizienten (Kap.VII.1):

a) das atomare Verhältnis von Silizium und Aluminium über Sauerstoff

$$R = \frac{\text{Si} + \text{Al}^{[4]}}{O}$$

ist nach SHAW (1965) ein Maß für die Zahl der $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ -Tetraeder in der Silikatschmelze. Es steigt mit zunehmender Differentiation (Polymerisation) der Schmelzen an; z.B. hat eine vollständig polymerisierte Silika-Schmelze $R = 0,5$. Bei der Berechnung von R für die Aluminium-reichen Zusammensetzungen der Phonolithe wurde eine zusätzliche Bedingung berücksichtigt: In der Schmelze kann nur so viel Aluminium in tetraedischer Koordination vorliegen, wie durch die Ladungsbilanz mit Alkalien möglich ist. Das heißt, falls $\text{Al} > \text{Na} + \text{K}$ (MLP, OLP) liegt der Al-Überschuß als oktaedrisch koordiniertes Al in der Schmelze vor und $\text{Al}^{[4]} = \text{Na} + \text{K}$.

b) Der Prozentsatz brückenbildender Sauerstoffe (Sauerstoffe, die zwei Tetraeder miteinander verknüpfen) an der Gesamtzahl der Sauerstoffe steigt ebenfalls mit der Vernetzung der Schmelze an, ist aber abhängig von der Zahl aller tetraedrisch koordinierter Atome ($\text{Si}, \text{Al}^{4+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{P}$; s. MYSEN et al, 1981).

c) Das Verhältnis von nicht-brückenbildenden Sauerstoffen zur Zahl der Tetraeder (NBO/T, BURNHAM, 1975, MYSEN et al, 1979, 1980a,b; 1981) sinkt mit steigender Polymerisation.

Die beiden letzten Parameter berücksichtigen Fe^{3+} in tetraedrischer Koordination (MYSEN et al, 1979) und sind damit abhängig vom Oxidationsgrad der Schmelzen ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$). Die drei Netzwerkparameter R, %BO, NBO/T sind in Abbildung 71 für die verschiedenen Zusammensetzungen des Laacher Phonoliths gegen die "Magmakammer"-Stratigraphie aufgetragen. Die Werte für %BO wurden dafür auf der Basis der analysierten $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte berechnet, während für NBO/T generell ein $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis von 0,85/0,15 zugrunde gelegt ist. Aus diesem Grunde ist der Verlauf der beiden Kurven (Abb.71)

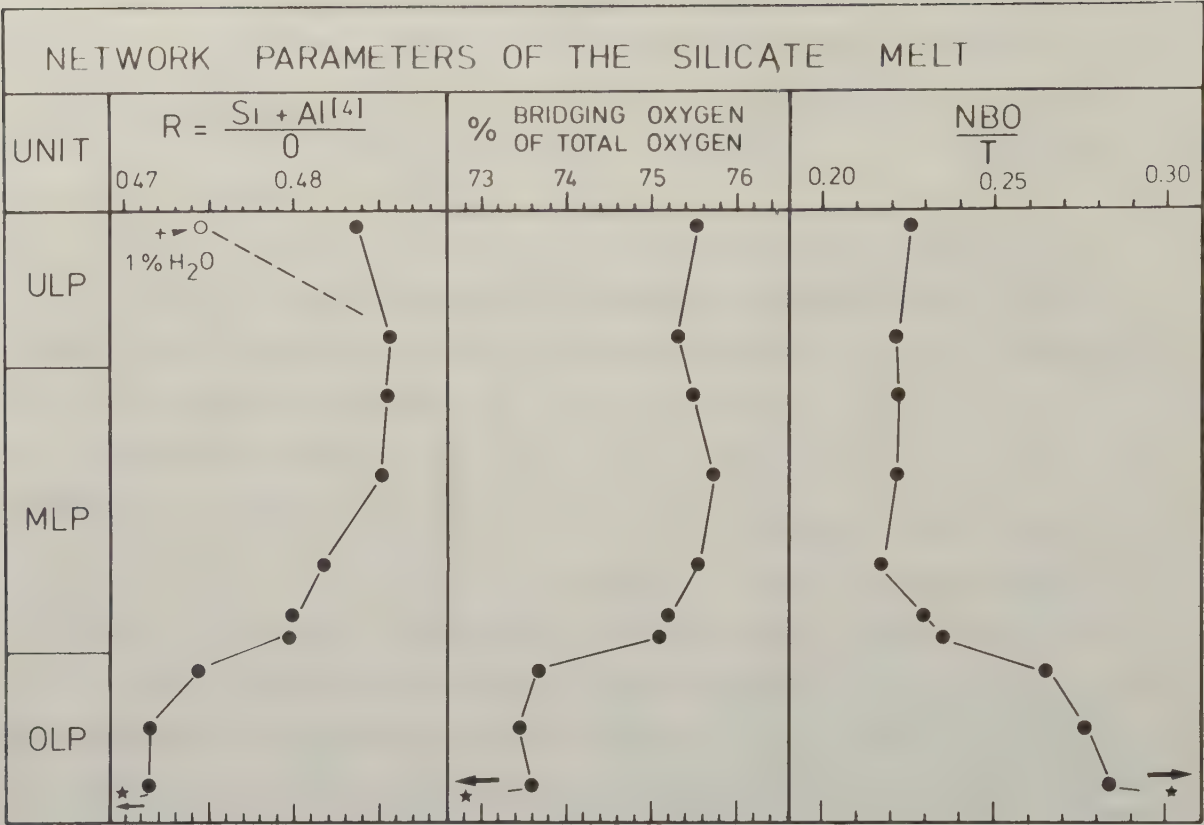


Abb.71: Netzwerkparameter der Laacher Phonolithschmelzen vor der Eruption und Kristallisation (H₂O = 0%). Die relative Position der Mischgesteine ist durch Sterne mit Pfeilen gekennzeichnet. Für Probe 1002 (ULP) wurde R zusätzlich für 1% H₂O berechnet, um die relative Veränderung des Vernetzungsgrades zu zeigen, die aus einem um 1% höheren H₂O-Gehalt in ULP (Kap.IV.2) resultiert.

nicht genau spiegelsymmetrisch. Gehalte an H₂O, F, Cl usw. wurden bei der Berechnung der Parameter nicht berücksichtigt, obwohl flüchtige Bestandteile auf die Vernetzung von Silikatschmelzen einen starken (reduzierenden) Einfluß haben (DeJONG & BROWN, 1980). Die Berechnung der Parameter beruht auf Gesamtgesteinsanalysen unter der Voraussetzung, daß die OLP-Teilschicht eine mafischere Magmenzusammensetzung repräsentiert und nicht lediglich durch die Akkumulation von Kristallen entstanden ist. Da die OLP-Matrixzusammensetzung einer gradlinigen Fortsetzung der Hauptelementtrends von UMLP-OMLP entspricht, lassen sich die Netzwerkparameter der OLP-

Matrix auch aus der Interpolation der Werte von UMLP und OMLP abschätzen. Eine Berechnung der Parameter für OLP-Matrix wurde nicht durchgeführt, da die Genauigkeit der Matrix-Mikrosondenanalysen, besonders für die kritischen Oxide Na_2O , K_2O unzureichend ist. Der Vernetzungsgrad der Schmelze nimmt von OLP nach MLP stark zu und geht dann aufgrund der höheren Alkali-Konzentrationen in ULP wieder zurück. ULP-Schmelze ist außerdem reicher an flüchtigen Bestandteilen, was die Polymerisation von ULP-Schmelze relativ zu MLP und OLP weiter reduziert. Für eine Probe (ULP 1002) wurde R zusätzlich für einen Wassergehalt von 1 Gew.% (= 3 Mol%) berechnet, was in einer Erniedrigung von R um etwa 2% resultiert (Abb.71). Bei Berücksichtigung aller in ULP angereicherten flüchtigen Bestandteile der Schmelze ergäben sich vermutlich die geringsten Vernetzungsgrade für ULP-Zusammensetzungen. Das Maximum der Vernetzung der Schmelze ist also noch stärker ausgeprägt, wenn man die flüchtigen Bestandteile der Magmasäule berücksichtigt. Es entspricht dem Maximum des Gradienten der Viskosität (Abb.70) in derselben Einheit.

NBO/T-Verhältnisse von 0,2 bis 0,3 sind typisch für intermediäre bis hochdifferenzierte Gesteine (MYSEN et al, 1981). Basaltschmelzen (NBO/T = 0,8) und granitische Magmen (NBO/T < 0,2) sind relativ zur Phonolithschmelze des Laacher See Vulkans weniger bzw. deutlich höher polymerisiert. Die Laacher Phonolithschmelze besteht also überwiegend aus dreidimensional verknüpften Tetraeder-Polymeren (Si , Al^4 , Fe^{3+} , Ti , P) O_4 -Tetraederschichten und -ketten (MYSEN et al, 1981).

VII. Diskussion

VII.1 Einsprenglinge im Laacher Phonolith und ihre Mineral/ Matrix Verteilungskoeffizienten

VII.1.1 Einsprenglingstypen

Bei fast allen Phasen lassen sich zwei oder gar drei Einsprenglingstypen unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung unterscheiden. Lediglich die Feldspäte sind so variabel, daß die Zahl der vorliegenden Analysen nicht ausreicht, die verschiedenen Populationen unterscheiden zu können. SCHÜRMANN (1960) konnte jedoch auf der Basis zahlreicher optischer Bestimmungen eine bimodale Verteilung der Plagioklaszusammensetzung in OLP-Gesteinen und Mischlaven nachweisen. Titanit und Magnetit sind somit die einzigen Einsprenglinge des Laacher Phonoliths mit einer einheitlichen Zusammensetzung.

Die komplexe Einsprenglingspopulation läßt sich in drei Gruppen unterteilen, die nach ihrer Mineralzusammensetzung möglicherweise drei unterschiedlich stark differenzierten Teilschmelzen zugeordnet werden können (Tab.11, A,B,C):

a) Die Einsprenglingsgruppe A tritt überwiegend, aber nicht ausschließlich in ULP bzw. UMLP auf. Sie ist charakterisiert durch den hohen "Differentiationsgrad" ihrer Mineralzusammensetzung, d.h. sie haben generell hohe Konzentrationen gerade der Elemente, die im oberen Teil der Magmakammer angereichert sind (Na, Mn, Cl).

b) Minerale der zweiten Gruppe (B) stellen mengenmäßig die meisten Einsprenglinge und stellen somit den "Normaltyp" dar. Sie treten in allen Bereichen der Magmakammer auf und sind in ihrer Zusammensetzung intermediär zwischen der Gruppe A und den mafischen Einsprenglingen (C).

c) Minerale der dritten Gruppe (C) sind gekennzeichnet durch eine mafischere Zusammensetzung (d.h. höhere $MgO/Mg+Fe$ -, Ti/Mn -Verhältnisse und niedrigere Natriumgehalte etc.). Einige Einsprenglingsminerale dieser Gruppe sind beschränkt auf OLP, andere sind zumindest in OLP besonders häufig (z.B. Amphibol Typ III). Eine "modale Zusammensetzung", differenziert nach den unterschiedlichen Einsprenglingsgruppen, ist

Tab. 11 : Die verschiedenen Einsprenglingstypen, zugeordnet unterschiedlichen Einsprenglingsgruppen

Gruppe	A (ULP/UMLP)	B (MLP/OLP)	C (mafisch)	D (Kumulate) a) felsische b) mafische		E (Mischlaven)
San	Ab - reich	intermediär	?	normal	?	Ba-reiche Megakrist.
Plag	Ab - reich	intermediär	Sieb-Plag ?	normal	?	
Ha	Typ I, Cl-reich	Typ II, Cl-arm		Typ II		?
Ne	X					
Amph	Typ I, Na, Mn, Fe-reich	Typ II, intermediär	Typ III, Ti, Mg-reich	Typ II	III	Typ III (?)
Cpx	Typ I, Na, Mn-reich	Typ I	Typ II, Ti, Mg-reich	I - II		Typ II + Megakrist.
Sph	X	X	X	X	X	
Biot	Typ I, Fe, Mn-reich	Typ II (?)	Typ II, Ti, Mg-reich	Typ II (?)	II	Typ III
Mt	X	X	X	X	X	X
Ap	X	X	X	X	(X)	
Zir	X					
Can	X(?)					
Ol						Megakrist., Mikroeinspr.

nur schwer abzuschätzen, da einige Phasen nicht optisch sondern nur auf der Basis chemischer Analysen unterschieden werden können. Die individuelle Modalzusammensetzung der Gruppen A und B sind (abgesehen von Ne, Zir und Can in ULP) vermutlich nicht wesentlich verschieden. Damit repräsentieren sie möglicherweise die "normale" Phonolith-Einsprenglingsvergesellschaftung aus unterschiedlichen Teilmagmen des zonierten Systems (s.u.).

Die chemische Zusammensetzung von Kumulatmineralen (D) ist, nach den wenigen hier vorliegenden Analysen, in den verschiedenen Kumulatgesteinstypen (felsisch/mafisch) deutlich unterschiedlich. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der Mineralanalysen von SCHÖRMANN (1960) und JASMUND & SECK (1964) können die Minerale der felsischen (feldspatreiche, hauynhaltige) Akkumulate der Einsprenglingsgruppe B zugeordnet werden, während die Minerale der mafischen Kumulate (Feldspat-frei bzw. Plagioklas-arm) der mafischeren Einsprenglingsgruppe C entspricht. Diese Zuordnung der Kumulatminerale ist jedoch vorläufig, da die Datenbasis nicht repräsentativ ist.

Diese vorläufige Unterteilung der Kumulatgesteine in felsische und mafische Typen bei entsprechender Mineralzusammensetzung entspricht den Ergebnissen von JASMUND & SECK (1964). Sie unterscheiden, auf der Basis detaillierter geochemischer Untersuchungen, zwei Kumulat (Gleesit-)Typen, die sich aus verschiedenen Differentiationsstadien des phonolithischen Magmas ableiten lassen.

Die Minerale der Mischgesteine umfassen einerseits "normale" und "mafische" Einsprenglinge (B,C) und andererseits die für die Mischgesteine spezifischen Phasen Olivin, Megakristalle von Cpx, Phlog (Gruppe E, Tab.11). Minerale dieser Gruppe repräsentieren die mafische (basanitische) Komponente dieser Mischlaven.

Im Phonolith koexistieren die verschiedenen Einsprenglingstypen offensichtlich ohne erkennbare Resorptionerscheinungen. Zur Deutung dieser unterschiedlichen Einsprenglingspopulationen können die Analysen von Glaseinschlüssen nur wenig bei-

tragen (unzureichende Analysengenauigkeit, großes Spektrum an Zusammensetzungen, Kristallisation der Wirtskristalle etc.). Lediglich die Analysen der zwei Glaseinschlüsse in Ti-Augiten lassen sich eindeutig von den Gläsern in Aegirinaugiten unterscheiden (s.Kap.IV.4). Zwei mögliche Interpretationen müssen zur Deutung der komplexen Einsprenglingspopulationen in den phonolithischen Schmelzen (ULP.OLP) der Laacher See Magmakammer diskutiert werden:

a) Die unterschiedlichen Einsprenglingsgruppen (A,B,C) sind kogenetisch und alle von einer Schmelze ausgeschieden worden. Die Unterschiede in der Zusammensetzung beruhen auf der räumlich oder zeitlich getrennten Bildung aus Teilmagmen von unterschiedlichem Differentiationsgrad (und möglicherweise T, PO_2 , PH_2O etc.). Jedoch ist eine zeitliche Trennung der Kristallisation wenig wahrscheinlich, da Einsprenglinge, die aus dem Magma zu einem früheren Zeitpunkt fraktioniert wurden, später als Kumulate der höher differenzierten Schmelze wieder zugeführt und verteilt werden müßten, und zwar in einem Mengenverhältnis, das etwa der ursprünglichen Modalzusammensetzung entspricht. Dagegen erscheint es eher möglich, daß Einsprenglingsminerale in unterschiedlichen Schichten einer zonierten Magmakammer gebildet und später umverteilt wurden.

b) Eine Entstehung der Einsprenglinge in unterschiedlichen, genetisch nicht miteinander verbundenen Magmen ist zwar theoretisch möglich, aber schon deshalb unwahrscheinlich, weil es einerseits Übergänge zwischen den einzelnen Typen gibt (s.Amph) und andererseits im Phonolith die Anzeichen für die Mischung zweier chemisch stark kontrastierender Magmen fehlen. Falls zwei Magmenzusammensetzungen aber ähnlich gewesen wären, wären sie vermutlich genetisch miteinander verknüpft (s.o.).

Demnach ist die Koexistenz chemisch unterschiedlicher Einsprenglingsphasen in einem Gestein am plausibelsten zu erklären durch die Vermengung von Einsprenglingen aus unterschiedlichen Niveaus einer zonierten Magmakammer (Zusammen-

setzung $\text{F}, \text{H}_2\text{O}, \text{P}_{\text{O}_2}$). Dabei ist die Zufuhr "hochdifferenzierter" A- oder B-Einsprenglinge zum OLP-Teilagma relativ einfach durch das Absinken der Kristalle von ULP/MLP nach OLP erreicht worden. Das Auftreten "mafischer" Einsprenglinge (C) in MLP und ULP ist einerseits schwerer zu erklären und andererseits, wegen der geringen Einsprenglingsgehalte, für die modale und mineralogische Zusammensetzung von größerer Bedeutung. Die einsprenglingsreichen, bis 1,5 cm großen tropfenförmigen Einschlüsse von OLP-phonolithischer Zusammensetzung (s. Kap. III.1) in den ULP und MLP-Bimsen sind in diesem Zusammenhang von Bedeutung. Gefüge, Mineralbestand und einige wenige Mineralanalysen deuten auf eine mineralogische Zusammensetzung von B/C-Typ. Die für die Feldspäte dieser Einschlüsse typischen Anwachsäume finden sich in identischer Ausbildung auch an einigen Einsprenglingen. Außerdem sind Einsprenglinge zu finden, die mit einem dünnen Saum umgeben sind, die mit der Grundmasse der Einschlüsse identisch sind. Fluidalgefüge und Orientierung dieser Einschlüsse im Wirtsbims deuten darauf, daß diese Einschlüsse möglicherweise noch flüssig oder plastisch waren und als "Schmelztröpfchen" in das ULP/MLP Magma gelangten. Danach sind sie dann teilweise aufgelöst worden. Diese Schmelzeinschlüsse repräsentieren möglicherweise Randbereiche, Apophysen oder tiefere Schichten der Magmakammer, die noch vor der Eruption in den Zentralteil aufgenommen und teilweise assimiliert wurden. LIPMAN (1967) entwickelte für chemisch inhomogene Bereiche in rhyolithischen Ignimbriten der Aso-Caldera/Japan ein ähnliches Modell.

Die hier gefundene Vermischung unterschiedlicher Einsprenglingspopulationen aus unterschiedlichen Bereichen einer zonierten Magmakammer, unabhängig ihrer Ursache, ist von entscheidender Bedeutung bei der Bestimmung von Mineral/Matrix Verteilungskoeffizienten für Spurenelemente. Bis auf eine Ausnahme konnten die einzelnen Einsprenglingstypen nicht getrennt und individuell analysiert werden. Eine vollständige Deutung der unterschiedlichen Einsprenglingsgruppen muß

einer statistischen Untersuchung der Einsprenglinge überlassen bleiben.

VII.1.2 Verteilungskoeffizienten und ihre Variation

Von den Einsprenglingsmineralen des Laacher Phonoliths wurden in vier Probenhorizonten die Mineral/Matrixverteilungskoeffizienten bestimmt (s.Kap.IV.7 und Tab.5, App.). Sie sind in den Abbildungen 72 bis 75 in Abhängigkeit der (inversen) stratigraphischen Folge dargestellt. Für die meisten Elemente ergeben sich kontinuierliche Gradienten: Verteilungskoeffizienten inkompatibler Elemente (Th, Hf, Zr, U in Abb.72; leichte SE: La, Ce, Abb.74 und schwere SE: Yb, Lu, Abb.75) zeigen von OLP nach ULP fallende Werte. Für alle kompatiblen Elemente steigen die Verteilungskoeffizienten dagegen von OLP nach ULP stark an (Ausnahme Eu, Sr in Sanidin, Abb.73). Semikompatible Elemente (Ba, Ta, Nd, Tb, Sm z.T.) unterscheiden sich von kompatiblen und inkompatiblen Elementen durch Maxima der Verteilungskoeffizienten im mittleren Teil der zonierten Abfolge. Einige dieser Gradienten umfassen das gesamte Spektrum an aus der Literatur bekannten Verteilungskoeffizienten (s.Kap.IV.7 und Tab.6, App.).

Neben den von RINGWOOD (1955a,b) formulierten Prinzipien der Spurenelementverteilung zwischen Mineral und Schmelze werden in der Literatur folgende Parameter diskutiert, die einen Einfluß haben auf das Spurenelementverteilungsgleichgewicht:

- a) Zusammensetzung (und somit Vernetzungsgrad) der Schmelze (NAGASAWA & WAKITA, 1968; NAGASAWA & SCHNETZLER, 1971; WATSON, 1976, 1977; REYERSON & HESS, 1978; MYSEN UND VIRGO, 1980 und MAHOOD, im Druck).
- b) Zusammensetzung der Mineralphase (WATSON, 1977; LONG, 1978; HART & DAVIS, 1978 u.a.), bzw. der Schmelze (s.IRVING, 1978).
- c) Temperatur (HÄKLI & WRIGHT, 1964; SUN et al, 1974; DRAKE & WEILL, 1975; HART & DAVIS, 1978; NICHOLLS & HARRIS, 1980 u.a.).
- d) Wachstumsrate der Kristalle (ALBAREDE & BOTTINGA, 1972; LONG, 1978) und Abkühlrate der Schmelze (GAMBLE & TAYLOR, 1980).

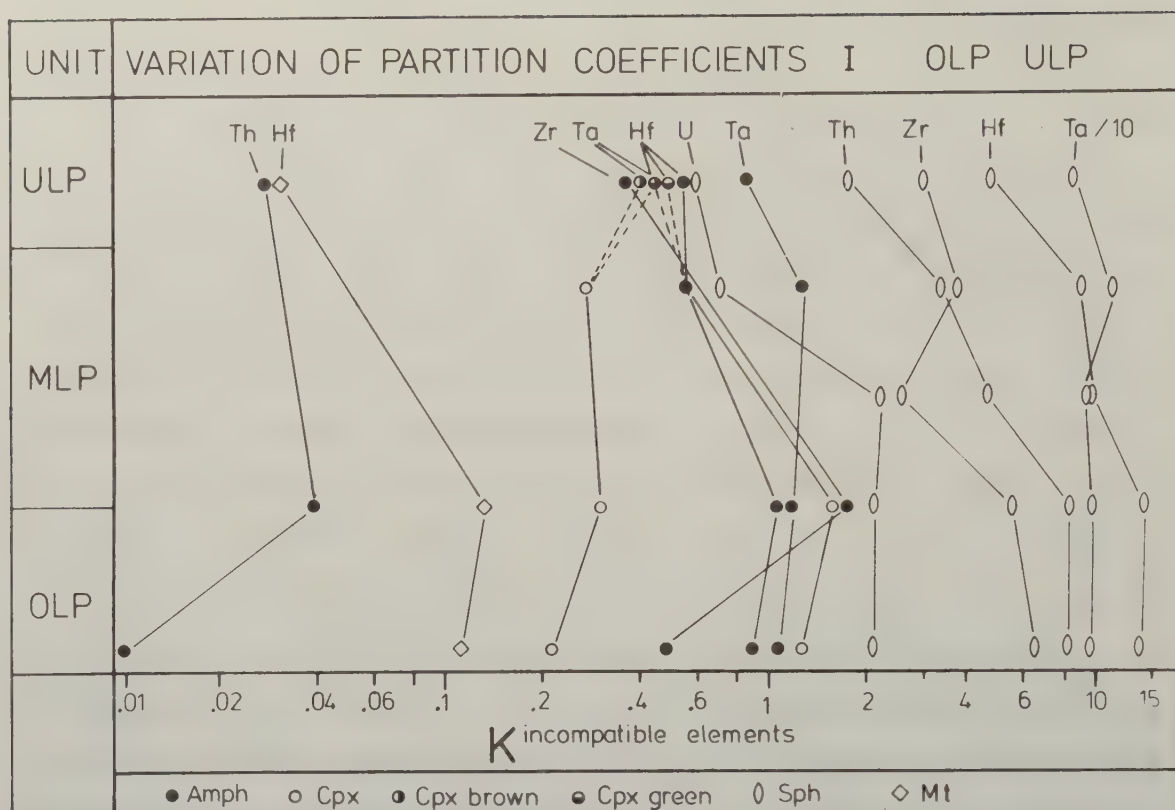


Abb.72: Verteilungskoeffizienten für inkompatible Elemente im umgekehrten stratigraphischen Profil. Insbesondere die Verteilungskoeffizienten von Titanit zeigen nach ULP fallende Werte.

e) Druck (z.B. SHIMIZU, 1974)

f) Sauerstoff-Fugazität (DRAKE, 1975, DRAKE & WEILL, 1975 u.a.).

g) Oberflächeneffekte (Adsorption), Ungleichgewicht zwischen Kristall und Schmelze (ALBAREDE & BOTTINGA, 1972; DOWTY, 1977) und die Anwesenheit großer Mengen an fluiden Phasen (HANSON, 1978).

Einen umfassenden Überblick über die Variation der Verteilungskoeffizienten in Abhängigkeit von physikalischen Parametern gibt IRVING (1978).

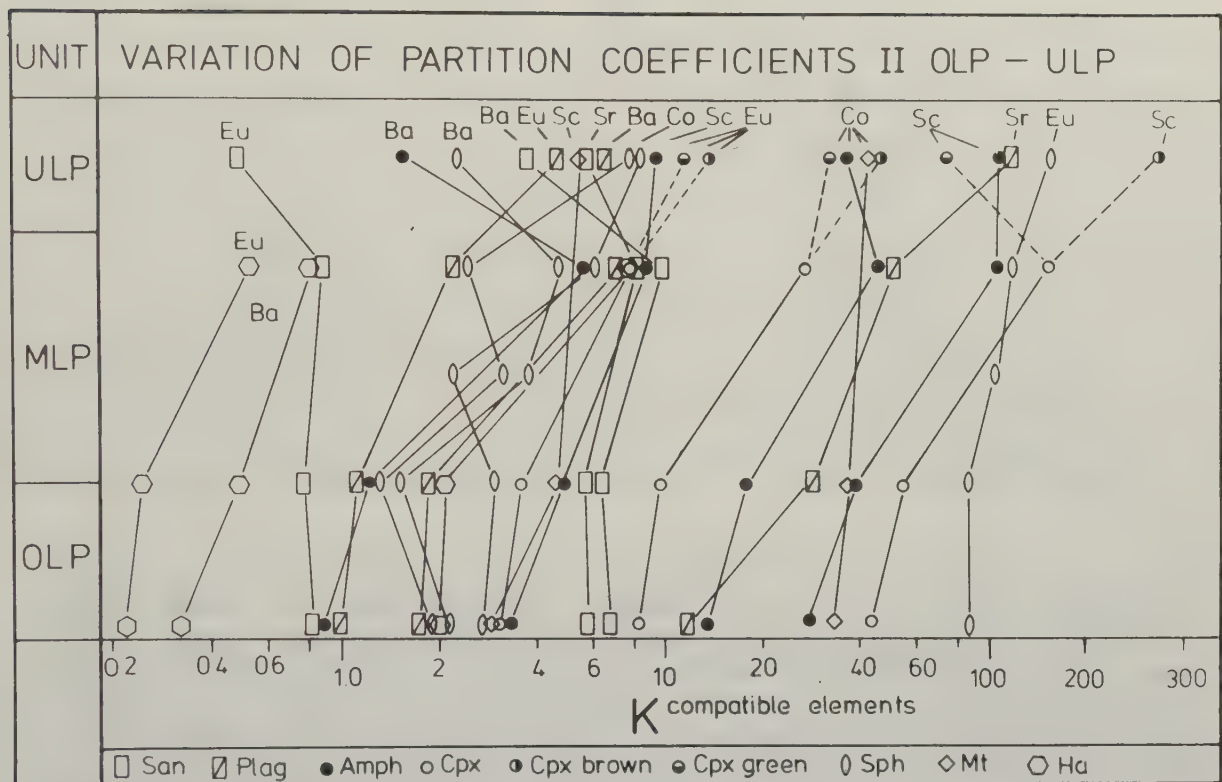


Abb.73: Verteilungskoeffizienten kompatibler Elemente von OLP nach ULP. Bis auf wenige Ausnahmen steigen alle Verteilungskoeffizienten nach ULP an.

zu b) Die systematische Veränderung der Verteilungskoeffizienten der Einsprenglinge des Laacher Phonoliths können nicht mit den nur geringfügigen Veränderungen der Mineralzusammensetzung (Kap.IV.3) erklärt werden.

zu c) Die Liquidustemperatur der Schmelze (Kap.VI.1) variiert zwischen 880°C (OLP) und 800°C (ULP). Nach den experimentellen Untersuchungen von SUN et al (1974), DRAKE & WEILL (1975) und LONG (1978) ergeben sich z.B. für Plagioklas mit fallender Temperatur ansteigende Verteilungskoeffizienten für Sr. Allerdings ist der hier beobachtete Anstieg von $K_{\text{Plag}}^{\text{Sr}}$ von OLP nach ULP um eine ganze Größenordnung nicht mit dem

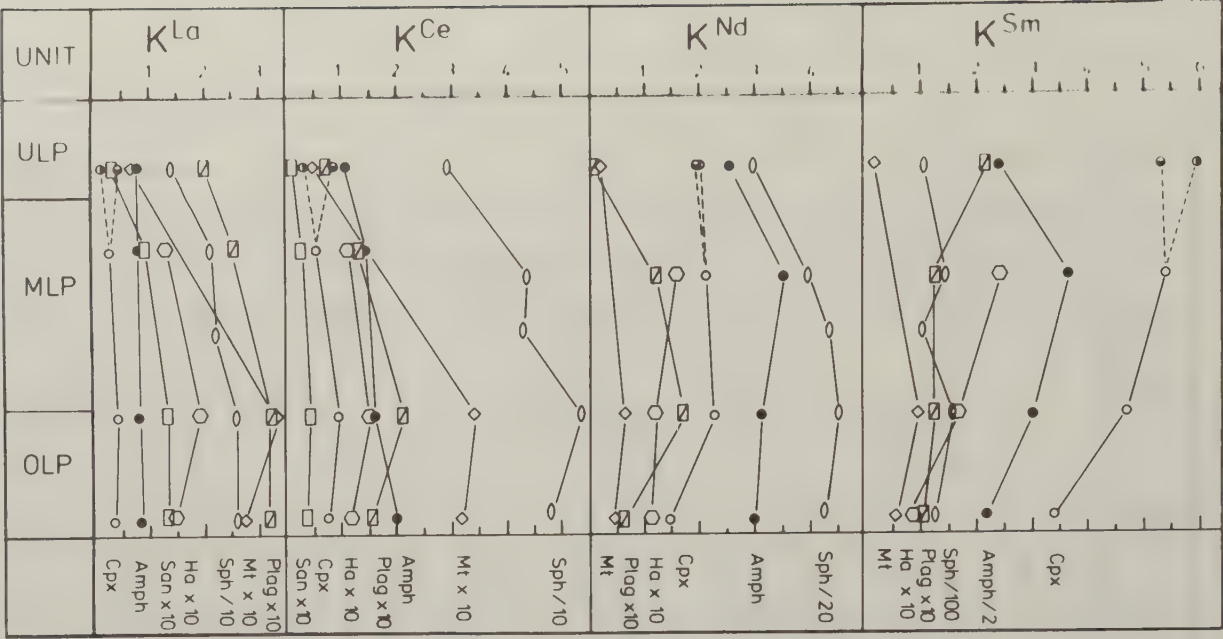


Abb.74: Variation der leichten Seltenen Erden Verteilungskoeffizienten in der Laacher Abfolge (La-SM). Um eine gemeinsame Darstellung aller K's in einem Diagramm zu ermöglichen, sind die Werte der Verteilungskoeffizienten zum Teil um einen Faktor erhöht bzw. erniedrigt. In diesen Fällen müssen die Skalentheile mit dem angegebenen Faktor multipliziert (bzw. geteilt) werden, um die tatsächlichen K-Werte zu erhalten.

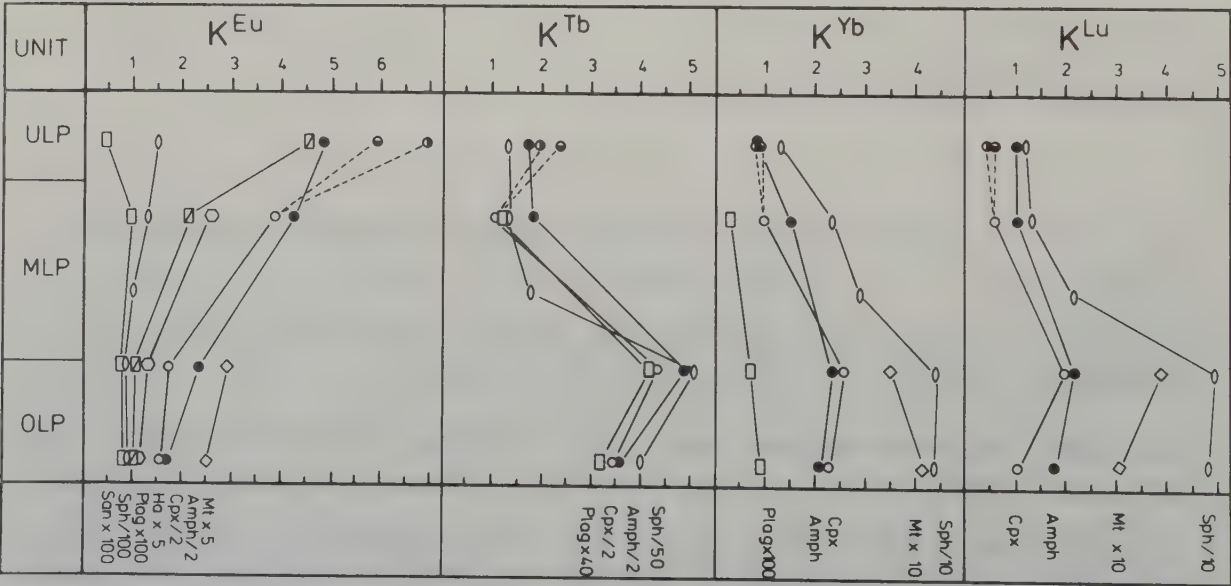


Abb.75: Variation der schweren Seltenen Erden Verteilungskoeffizienten (Eu-Lu). Die hohen K_{Tb} -Werte für alle Minerale für eine OLP-Probe (1060) liegen möglicherweise an einem zu niedrigen Tb-Wert der Matrixanalyse.

postulierten Temperaturgradienten von 800-880°C zu erklären. Auch können in keinem Fall die von OLP nach ULP fallenden Verteilungskoeffizienten (Abb.72,74,75) mit der Erniedrigung der Temperatur von OLP nach ULP erklärt werden, da in allen untersuchten Fällen die Verteilungskoeffizienten mit fallender Temperatur ansteigen (s.IRVING, 1978). Die unterschiedlichen Temperaturen in der Magmakammer können demnach keinen (wesentlichen) Einfluß auf die Variation der Verteilungskoeffizienten gehabt haben.

zu d) Alle Einsprenglinge des Laacher Phonoliths haben in allen Einheiten der Abfolge idiomorphe, gut ausgebildete Kornformen und eine ähnliche Kristallgröße. Daher sollten unterschiedliche Kristallwachstumsraten keinen Einfluß auf die Gradienten der K-Werte haben.

zu e) Untersuchungen über die Druckabhängigkeit ergeben selbst bei sehr großen Druckunterschieden (30 kb) nur relativ schwache Veränderungen der Verteilungskoeffizienten (SHIMIZU, 1974). Druckunterschiede während der Kristallisation in der Laacher See Magmakammer (Kap.IV.2) sind offensichtlich zu klein, um die beobachteten Veränderungen der Spurenelementverteilung erklären zu können.

zu f) Das Ansteigen der Eu-Verteilungskoeffizienten könnte durch einen von OLP nach ULP steigenden Oxidationsgrad beeinflusst sein, andere Elemente aber, die nur in einer Wertigkeitsstufe auftreten können (z.B. Sr) zeigen mit Eu identische Gradienten der Verteilungskoeffizienten. Die Sauerstoff-Fugazität als wesentlicher Faktor kann also ebenfalls ausgeschlossen werden.

Von den oben genannten Parametern (a-g) bleiben somit lediglich der Einfluß der Schmelzzusammensetzung (Vernetzungsgrad und Gasgehalt, a, s.o.) sowie Ungleichgewichtseffekte (g, s.o.). WATSON (1976, 1977) und REYERSON & HESS (1978) erklärten die Variation der Verteilungskoeffizienten (bei sonst konstanten Bedingungen) mit dem unterschiedlichen Polymerisationsgrad der Silikatschmelzen. Aber alle von WATSON (1976) untersuchten Spurenelemente (außer Cs) werden von

basaltischen (mafischen) Schmelzen besser aufgenommen als von SiO_2 -reichen Schmelzen. Die höhere Löslichkeit von Spurenelementen in basischen Schmelzen liegt an der weniger stark polymerisierten (offeneren) Struktur dieser Schmelzen. Aus diesem Grund steigen Verteilungskoeffizienten generell mit zunehmendem Differentiationsgrad (= SiO_2 -Gehalt bzw. Vernetzung) an. Vergleicht man die Variation der Netzwerkparameter des Laacher Phonoliths mit der Verschiebung der Verteilungskoeffizienten (Abb. 71-75), so wird klar, daß die unterschiedliche Vernetzung der Phonolithschmelze nicht die Ursache für die Variation von K sein kann: Für alle Elemente müßte ein Anstieg von K mit dem Polymerisationsgrad der Schmelze zu beobachten sein. Das ist nicht der Fall. Die "klassischen" Ursachen der Verschiebung der Verteilungskoeffizienten (a-f) können also die Verschiebung der K-Werte in Gesteinen der Laacher Pyroklastika nicht erklären. Als mögliche der bekannten Ursachen bleiben lediglich Ungleichgewicht und Komplexbildung von Spurenelementen in der Schmelze, da auch Oberflächeneffekte relativ zu den beobachteten starken Variationen von K zu vernachlässigen sind. Bei gleicher oder zumindest ähnlicher Hauptelementzusammensetzung können Verteilungskoeffizienten entscheidend durch die Bildung von Komplexen in der Schmelze beeinflusst werden. Durch Komplexbildung werden Spurenelemente in der Schmelze stabilisiert, d.h. ihre "Löslichkeit" erhöht sich unabhängig vom Vernetzungsgrad: es resultieren niedrigere Verteilungskoeffizienten. Besonders Ionen mit relativ kleinem Ionenradius und hoher Ladungszahl (bzw. Ligandenfeldstabilisierungsenergie) der Elemente wie zum Beispiel Zr, U, Th, Hf, Ta etc., aber auch Elemente der ersten Übergangsgruppe (BURNS, 1970) neigen zur Komplexbildung (RINGWOOD, 1955a,b). Auch hohe Gehalte an H_2O und Halogenen in ULP-Schmelze stehen als Liganden zur Verfügung. Die Erhöhung der Verteilungskoeffizienten gerade dieser Elemente in ULP geht daher möglicherweise z.T. zurück auf die zunehmende Bildung von Spurenelementkomplexen von OLP nach ULP. BAILEY & MACDONALD (1975) begründeten das "anomale" Verhalten einiger Spurenelemente in peralkalischen Differentiationsserien eben-

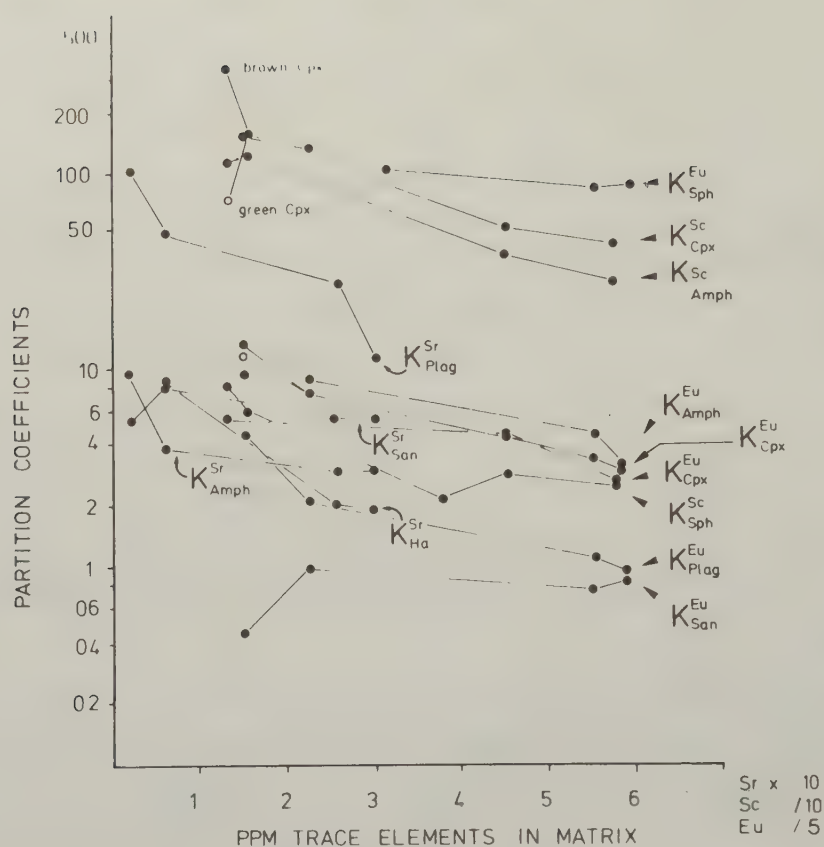


Abb.77: Verteilungskoeffizienten in Abhängigkeit der Matrixzusammensetzung, kompatible Elemente.

Es drängt sich aus diesen Daten die Vermutung auf, daß die Verschiebung der K -Werte mit einer Veränderung (Anreicherung, Abreicherung) der Spurenelemente in der Matrix nach der Kristallisation der Einsprenglinge zusammenhängt. Wäre dies der Fall, so sollte sich ein Verteilungskoeffizient gerade um den Faktor erhöhen (erniedrigen), um den die Matrix nachträglich an einem Spurenelement abgereichert (angereichert) wird. Um Variationen von K für alle Elemente vergleichen zu können, sind in den Abbildungen 79a,b die Verhältnisse der Matrixkonzentrationen der Elemente in ULP und OLP ($C_{\text{ULP}}^M / C_{\text{OLP}}^M$) gegen das Verhältnis der Verteilungskoeffizienten ($K_{\text{ULP}} / K_{\text{OLP}}$) aufgetragen. Diese Diagramme entsprechen einer für alle Elemente "normierten" Version der Abbildungen 76-78. In Abbildung 79a wurden zunächst vier Gruppen von Spurenelementen

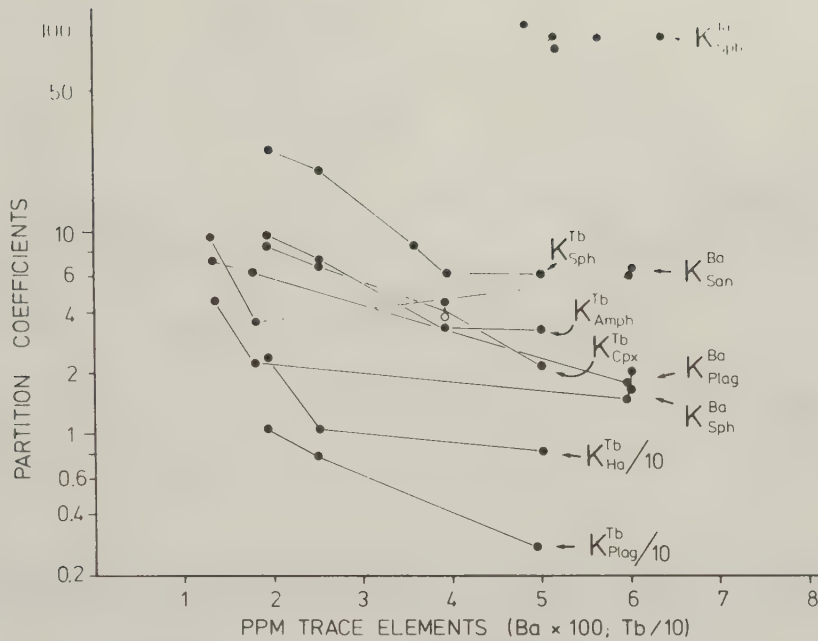


Abb.78: Verteilungskoeffizienten semikompatibler Elemente in Abhängigkeit der Matrixzusammensetzung. Die Probenpunkte nicht in stratigraphischer Reihenfolge miteinander verbunden. Auch hier ergibt sich eine inverse Abhängigkeit von Verteilungskoeffizienten und Spurenelementgehalt in der Matrix.

unterschieden (vollständig inkompatible, inkompatible, semikompatible und kompatible Spurenelemente). Für die gestrichelte Linie gilt die Beziehung $C_{ULP}^M / C_{OLP}^M = 1$ (K_{ULP} / K_{OLP}), das heißt, daß die Variation der Verteilungskoeffizienten direkt mit der An- und Abreicherung der Spurenelemente in der Matrix zusammenhängt. Die in das Diagramm eingetragenen Werte fallen in den Bereich dieser Linie, mit möglicherweise systematischen Abweichungen, die im Folgenden diskutiert werden:

Elemente, die in ULP stark angereichert sind (U, Th etc.) liegen über der gestrichelten Linie während extrem abgereicherte Elemente (Sr, Sc, Eu, Co) im wesentlichen unter diese Linie fallen. Sanidin- und Magnetit-Werte liegen bei niedrigen K_{ULP} / K_{OLP} -Verhältnissen am weitesten von der Kurve

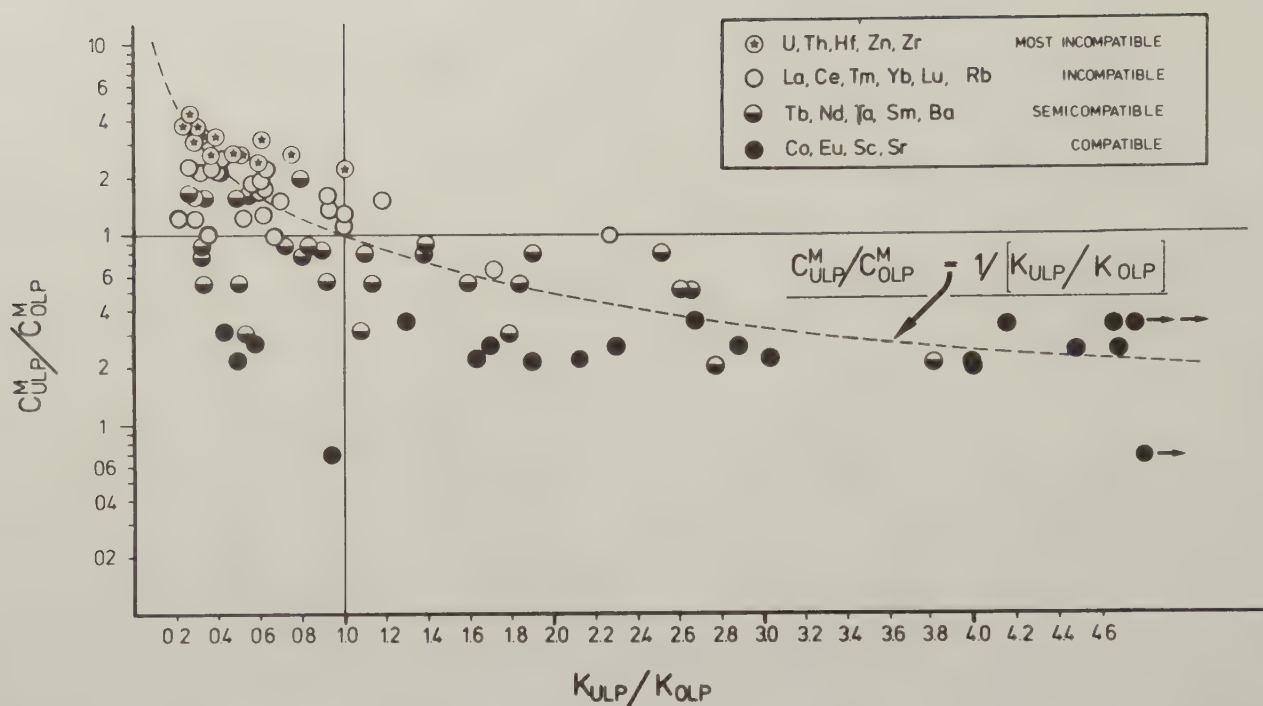


Abb.79a: Die Verhältnisse der Verteilungskoeffizienten K in ULP und OLP in Abhängigkeit der Veränderung der Matrixzusammensetzung $C_{ULP-OLP}$, d.h. für alle Elemente normierte Variation der Verteilungskoeffizienten vs. normierte Variation der Matrixzusammensetzung. Die gestrichelte Linie repräsentiert die indirekt proportionale Beziehung zwischen Matrix- und Verteilungskoeffizient-Variation, siehe Text. Die Datenpunkte sind differenziert nach vier verschiedenen Elementgruppen.

entfernt (Abb.79b). Werte für Amphibol, Pyroxen und Titanit zeigen eine geringere Streuung als Feldspäte etc. Insbesondere die Selten Erden-Elemente liegen auf Kurvenscharen parallel zu der gestrichelten Linie (in Abb.79a,b nicht zu erkennen).

Bei der genauen Analyse der Beziehungen zwischen der Veränderung der Verteilungskoeffizienten ($\Delta K = K_{ULP}/K_{OLP}$) und der Matrixzusammensetzung ($\Delta M = C_{ULP}^M/C_{OLP}^M$) ergeben sich in einem $\Delta K/\Delta M$ -Diagramm verschiedene Felder und Linien (I-IX, Abb.80), für die die unterschiedlichen Bedingungen eingetragen sind. Hieraus läßt sich nun auf die verschiedenen Me-

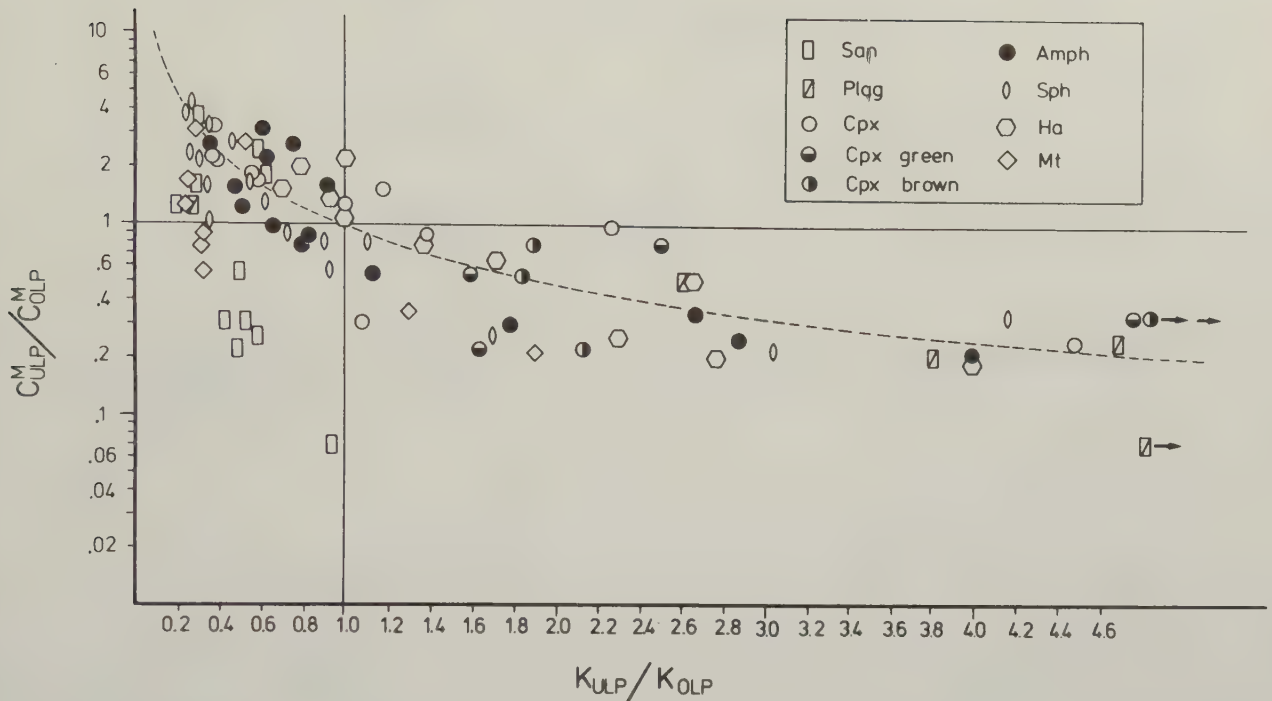


Abb.79b: Variation von Matrixzusammensetzung und Verteilungskoeffizienten (s.Abb.79a) aufgeschlüsselt für die verschiedenen Einsprenglingsminerale.

chanismen der Variation von K schließen. Bei der Interpretation dieser Zusammenhänge muß außer für die Linien I, VII und VIII von konstanten physikalischen Parametern ausgegangen werden (T , P , P_{O_2} etc.), zumindest aber deren Einfluß auf die Variation der Verteilungskoeffizienten vernachlässigbar sein. Dies ist für diese Untersuchungen der Fall (s.o.).

a) Für die einfache Beziehung $\Delta K = 1/\Delta M$ (bzw. $C_{ULP}^M / C_{OLP}^M = 1 / (K_{ULP} / K_{OLP})$, s.o. IX in Abb.80, $0 \rightarrow GC'$ in Abb.81) konnte abgeleitet werden, daß die Variation der Verteilungskoeffizienten ausschließlich auf die nachträgliche Veränderung der Schmelzzusammensetzung (C_1) nach Ende der Kristallisation zurückgeht, d.h. die hier analysierten Spurenelementkonzentrationen in der Matrix (C_M) entsprechen nicht den Spurenelementgehalten der Schmelze (C_1), aus dem der Einsprengling kristallisiert ist. Das Verhältnis $K = C_s / C_M$ gibt also in

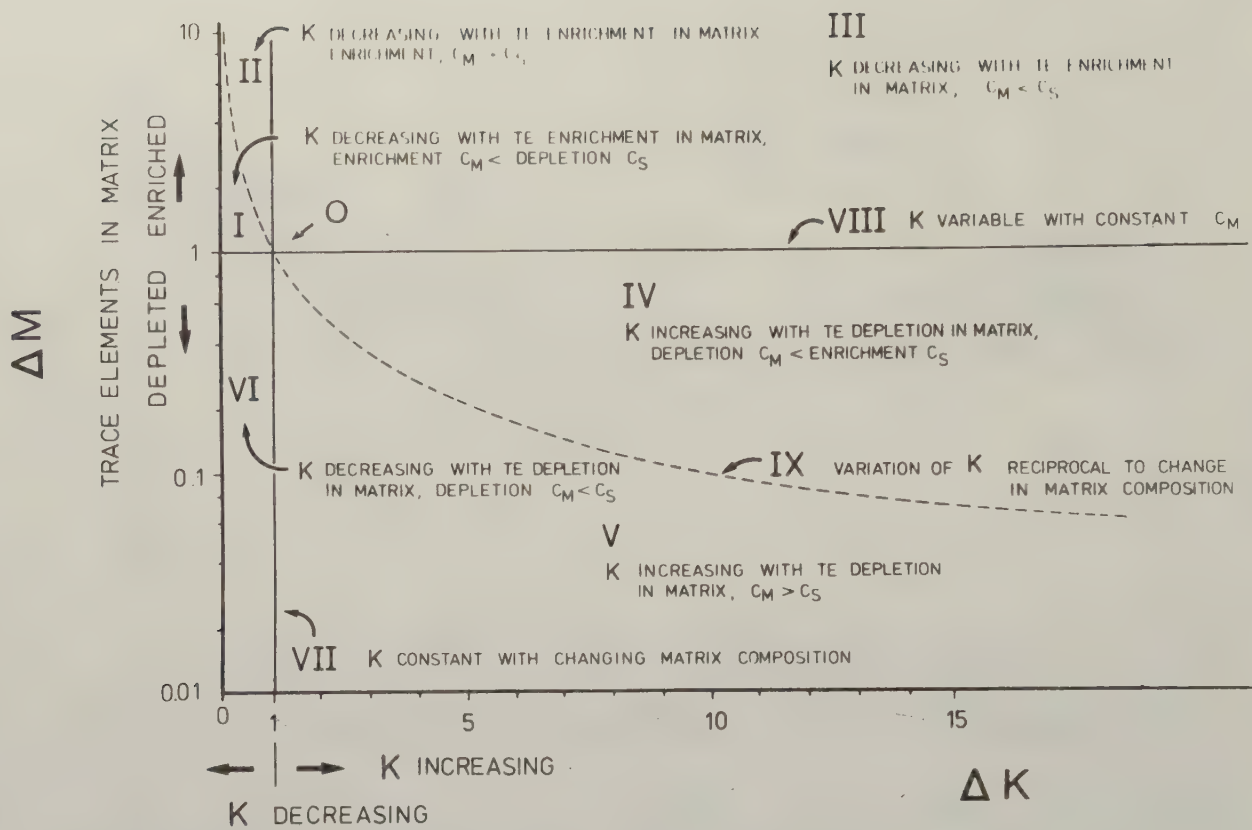


Abb.80: ΔK - ΔM -Diagramm, die verschiedenen Felder und Linien (I-IX) sind nach den verschiedenen Bedingungen unterschieden, TE = Spurenelement (Trace element). Die verschiedenen Bedingungen ergeben sich aus der Beziehung : $K = C_S / C_l$

und den Veränderungen von C_{ULP}^M / C_{OLP}^M und K_{ULP} / K_{OLP} , unter der Annahme konstanter physikalischer Bedingungen (P,T, P_{O_2} etc.).

diesem Fall nicht den Gleichgewichts-Verteilungskoeffizienten wieder, sondern einen sekundär veränderten, für die Spurenelementverteilung relativ bedeutungslosen Wert.

b) Die Linie VIII (rechts von 0, $0 \rightarrow D$ in Abb.81) markiert den Anstieg der Verteilungskoeffizienten bei gleichbleibender Spurenelementkonzentration, aber möglicherweise veränderten Kristallisationsbedingungen (T, P_{O_2} , Schmelzstruktur etc.). Die Erniedrigung von K bei konstanten Spurenelementgehalten in der Matrix (Linie VIII, links von 0 in Abb.80,

$0 \rightarrow D'$ in Abb.81) könnte auf Komplexbildung zurückgehen. Dadurch bleiben die Spurenelementkonzentrationen zwar in der Matrix konstant, die Möglichkeit des Einbaus in die Minerale (K) sinkt jedoch (s.o.).

c) Für Punkte auf der Linie VII sind die Verteilungskoeffizienten konstant und sind also unabhängig von allen physikalischen Parametern und den Veränderungen der Schmelzzusammensetzung.

Die Deutung der übrigen Felder läßt sich mit Hilfe von Abbildung 81 ableiten. Es gibt verschiedene Möglichkeiten vom Ursprung des $\Delta K - \Delta M'$ -Diagramms (d.h. Beginn der Kristallisation bzw. Abweichen von völlig statischen Kristallisationsbedingungen) durch unterschiedliche Prozesse die einzelnen Felder zu erreichen:

a) Entwicklung $0 - a - A, A'$: Der Schmelze wird durch die Kristallisation einer oder mehrerer Phasen bei konstanten Bedingungen kompatible Spurenelemente entzogen; der Verteilungskoeffizient bleibt konstant ($\Delta K = 1$), aber die Spurenelementkonzentration der Matrix sinkt um 50% ($\Delta M, 0 \rightarrow a$). Am Punkt a kann die Konzentration in der Schmelze nach Beendigung der Kristallisation der betreffenden Phase weiter erniedrigt werden ($a \rightarrow A$, Feld V, Abb.80), indem andere Minerale, reich an kompatiblen Elementen, weiter ausgeschieden werden oder der Kristall in Magmaschichten mit einer anderen Spurenelementzusammensetzung gelangt (Vermischung von Magmaschichten, Absaigern, Zufuhr/Abfuhr von Spurenelementen durch späte Diffusionsvorgänge). Wird das Mineral-Matrixpaar jetzt analysiert, so ergeben sich erhöhte Verteilungskoeffizienten, die nicht die ursprüngliche Gleichgewichtsverteilung eines Spurenelementes reflektiert. In Feld V sollten demnach insbesondere die kompatiblen Elemente fallen, was auch der Fall ist (vgl. Abb.79a), mit Ausnahmen, die später diskutiert werden. Falls jedoch am Punkt a die Konzentration in der Matrix weiter auf das doppelte ansteigt, gelangt man von a nach A' . Zum Punkt A' (bzw. Feld VI in Abb.80) gelangt man nur dann, wenn die Spurenelementkonzentration während der Kristallisation (Differentiation) zunächst sinkt, dann aber wieder an-

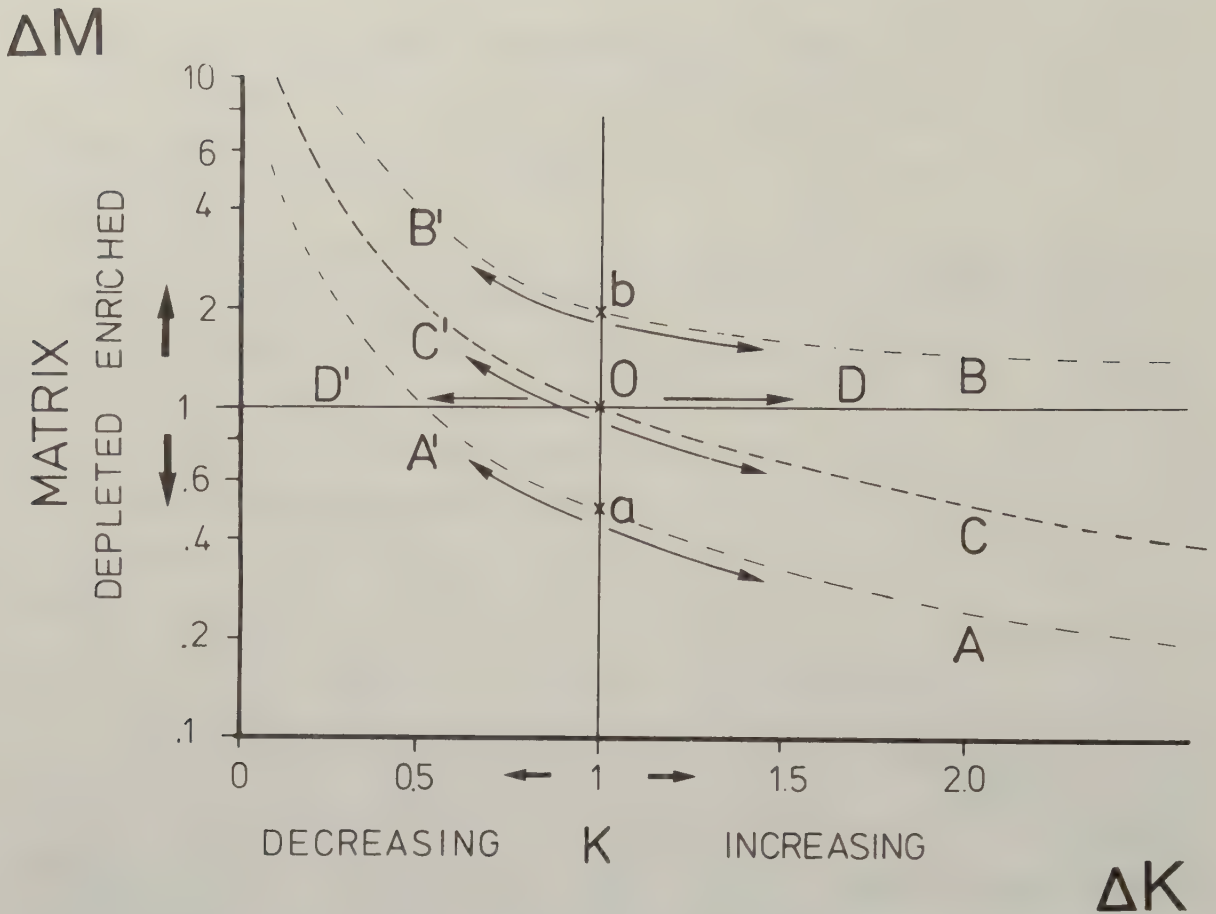


Abb.81: Schematisches ΔK - ΔM -Diagramm mit verschiedenen möglichen Entwicklungen von ΔK und ΔM , siehe Text.

steigt. Dies trifft für die semikompatiblen Elemente zu, die auch in dieses Feld fallen (vgl. Abb.79a und z.B. 62).

b) Entwicklung 0 - b - B, B': Ein Einsprengling kristallisiert aus einer Schmelze unter konstanten Bedingungen ($\Delta K = 1$); dadurch wird die Restschmelze an Spurenelementen angereichert ($0 \rightarrow b$). Am Punkt b wird nach Beendigung der Kristallisation die Matrix weiter angereichert ($b \rightarrow B'$). Falls aber die Konzentration in der Matrix wieder sinkt, gelangt man von b nach B. Dies ist jedoch ein unwahrscheinlicher Fall, es sei denn, nach Ende der Kristallisation des betreffenden Minerals beginnt eine Phase mit einem $K > 1$ zu kristallisieren. Um den Punkt B' (Feld II, Abb.80) liegen in guter Übereinstimmung gerade die Elemente, die besonders inkompatibel sind.

c) Für $O - D$, D' und C , C' siehe oben.

Der Einfluß von Komplexbildung kann zu jedem Zeitpunkt der Entwicklung wirksam werden, wodurch die Punkte parallel zur ΔK -Achse zu niedrigeren Werten verschoben werden können. Falls sich, entgegen der hier gemachten Annahme, die physikalischen Bedingungen signifikant verändern, so ist ebenfalls von jedem Punkt im Diagramm eine Verschiebung parallel zur ΔK -Achse möglich. Es gibt also eine Reihe von geologisch sinnvollen Möglichkeiten, bei der Entwicklung einer kristallisierenden (differenzierenden) Schmelze die beobachteten Kombinationen von ΔK und ΔM zu erhalten (s.u. Abb. 82). Bis auf wenige Ausnahmen fallen alle anderen $\Delta K - \Delta M$ -Paare in ein Feld ($B' - b - O - C - A - a - A' - D' - C'$, Abb. 81). Übereinstimmung zwischen dem "Charakter" eines Spurenelements (völlig inkompatibel, kompatibel, semikompatibel, kompatibel) und der im $\Delta K - \Delta M$ -Diagramm beobachteten relativen Position der Verteilungskoeffizienten deutet darauf, daß die hier gefundene Veränderung der Verteilungskoeffizienten auf die Veränderung der Schmelzzusammensetzung (nach der teilweisen Kristallisation) während und nach der Kristallisation der untersuchten Minerale zurückzuführen ist. Eine Ausnahme bilden lediglich die Sanidin-Verteilungskoeffizienten in ULP (s. Abb. 73 c) und weniger drastisch der Magnetit (Abb. 74b). Zwei der anomalen Verteilungskoeffizienten beziehen sich aber auf die Elemente Co und Sc, Elemente, die in Feldspat nur in geringen Konzentrationen vorliegen. Entweder wurden die Konzentrationen ungenau bestimmt oder die Proben sind während der Aufbereitung kontaminiert worden. Der Verteilungskoeffizient von Ba in Sanidin fällt erwartungsgemäß in dieses Feld des Diagramms, da Ba zu den semikompatiblen Elementen gehört (s.o.). Das anomale Verhalten reduziert sich also auf Eu und Sr. Da Sanidin aber die wesentliche Einsprenglingsphase ist, kann es nicht verwundern, daß die Variation von K relativ unabhängig von der Kristallisation anderer Einsprenglingsphasen ist. K^{Sr} liegt demnach nahe der Linie $\Delta K = 1$ (d.h. $K = \text{konst.}$). Für K^{Eu} müssen zusätzliche Parameter in Betracht gezogen werden (z.B. PO_2). Zu-

sätzlich sind möglicherweise Komplexbildung und die Veränderung von anderen physikalischen Parametern in geringem Maße wirksam gewesen (s.o.).

Über die Ursachen der nachträglichen Verschiebung der Matrixzusammensetzung sind zunächst nur Spekulationen möglich; vier Prozesse, die zum Teil schon erwähnt wurden, sind möglich:

- a) Ende der Kristallisation der betrachteten Phase bei fortgesetzter Veränderung der Schmelzzusammensetzung durch die weitere Kristallisation anderer Phasen. Re-Equilibrierung findet aufgrund der geringen Diffusionsgeschwindigkeiten in den Kristallen nicht statt.
- b) Anreicherung/Abreicherung von Spurenelementen durch Schmelz-Diffusionsvorgänge im Spätstadium der Entwicklung der hochdifferenzierten Magmakammer (s.Kap.VII.3.4).
- c) Vermischung von Schmelzen unterschiedlicher Spurenelementzusammensetzung (möglicherweise Magmenschichten einer zonierten Magmakammer).
- d) Absinken von Kristallen aus einer höheren in eine tiefere, weniger differenzierte Magmenschicht hat denselben Effekt wie die nachträgliche Veränderung der zugehörigen Matrixzusammensetzung.

Die Möglichkeiten c und d entsprechen der Deutung, die als Grund für die "Ko-existenz" der verschiedenen Einsprenglingstypen diskutiert wurde. Bis auf eine Ausnahme (Cpx 1017, ULP) stellen die Spurenelementanalysen und damit die Verteilungskoeffizienten Durchschnittswerte über alle Einsprenglingstypen dar. Dadurch ist es unmöglich, den Einfluß wechselnder relativer Anteile der einzelnen Einsprenglingstypen auf die Variation der Verteilungskoeffizienten abzuschätzen. Die individuelle Analyse von Cpx-Einsprenglingstypen einer Probe (1017 ULP, Aegirinaugit, Ti-Augit) zeigt, daß zwar signifikante Unterschiede in den Spurenelementkonzentrationen bestehen (besonders Sc, Co), diese aber nicht vollständig ausreichen würden, die gesamte Variationsbreite der Verteilungskoeffizienten im Laacher Phonolith zu erklären. Zwei unabhängige Beobachtungen (verschiedene koexistierende Einsprenglingstypen und Variationen der Verteilungskoeffi-

zienten) lassen auf eine mögliche Ursache (unter anderen), die Vermengung unterschiedlicher Einsprenglinge schließen. Dadurch erhöht sich die Wahrscheinlichkeit, daß dieser Prozess tatsächlich abgelaufen ist und für einen kleinen Teil (s.o.) der Variation der Verteilungskoeffizienten verantwortlich sein könnte. Da aber gerade Titanite, die in einzelnen Proben und in der gesamten Abfolge chemisch homogen sind, eine besonders große Variation der Verteilungskoeffizienten aufweisen, müssen zur Erklärung des Spektrums an K-Werten auch die anderen Prozesse (a,b, Diffusionsvorgänge) als mögliche Ursachen herangezogen werden. Es ergibt sich somit ein Modell einer komplexen Einsprenglingsvergesellschaftung mit verschiedenen Mineralpopulationen. Die Mineral/Matrix - Konzentrationskoeffizienten stellen also Durchschnittswerte über mehrere Einsprenglingstypen dar und wurden zusätzlich durch die Veränderung der Schmelzzusammensetzung nach der Kristallisation modifiziert.

Das $\Delta K - \Delta M$ -Diagramm erlaubt nicht die Unterscheidung dieser Prozesse, es kann nur gezeigt werden, daß ein solcher oder eine Kombination mehrerer solcher Prozesse die Veränderung der Verteilungskoeffizienten in der zonierten Laacher See Magmakammer entscheidend beeinflußt hat. Abbildung 82 faßt vereinfacht die wesentlichen Ursachen der Variation von Verteilungskoeffizienten zusammen. Für $\Delta K - \Delta M$ -Paare, die in eines der Felder fallen, muß vor einer Interpretation der Einfluß von physikalischen Parametern ausgeschlossen werden. Andererseits könnten, wenn die Punkte auf eine der Linien fallen, die durch den Ursprung (0) gehen, alle oben genannten Einflüsse der Matrixveränderung vernachlässigt werden.

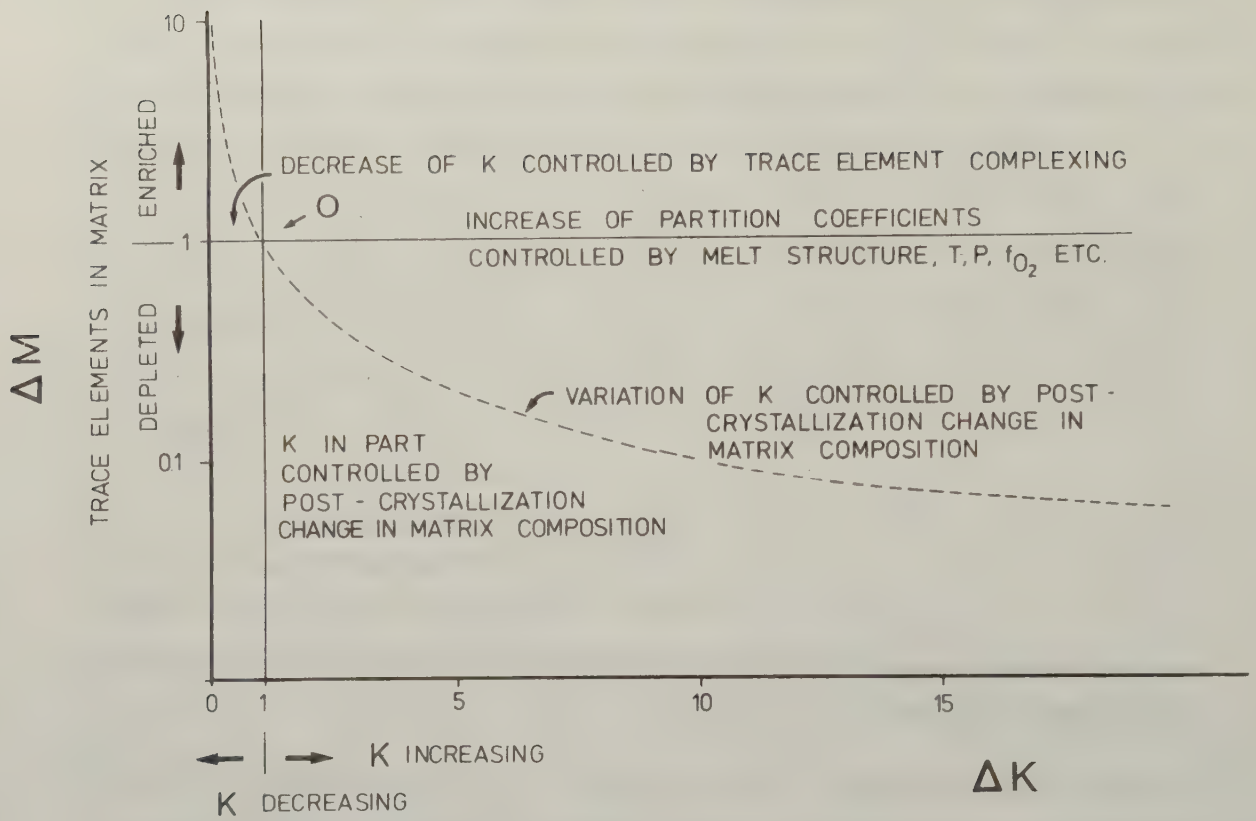


Abb.82: Interpretation der einzelnen Felder des ΔK - ΔM -Diagramms. Siehe Text.

VII.1.3 Verteilungskoeffizienten in anderen zonierten Magmensystemen

Leider stehen zum Vergleich und zur Überprüfung der hier entwickelten Hypothese nur zwei systematische Spurenelementuntersuchungen an Mineralen und Gesteinen von zonierten Magmensystemen zur Verfügung (HILDRETH, 1979; MAHOOD, im Druck). In Abbildung 83 sind die Daten des Laacher See Vulkans, des rhyolithischen Bishop Tuffs/Kalifornien (HILDRETH, 1979) und der sauren Laven der Sierra La Primavera/Mexiko (MAHOOD, im Druck) vergleichend dargestellt. Die Verteilungskoeffizienten für Einsprenglinge des Bishop Tuffs zeigen eine nur relativ kleine Variation bei einem großen Spektrum an Spurenelement-

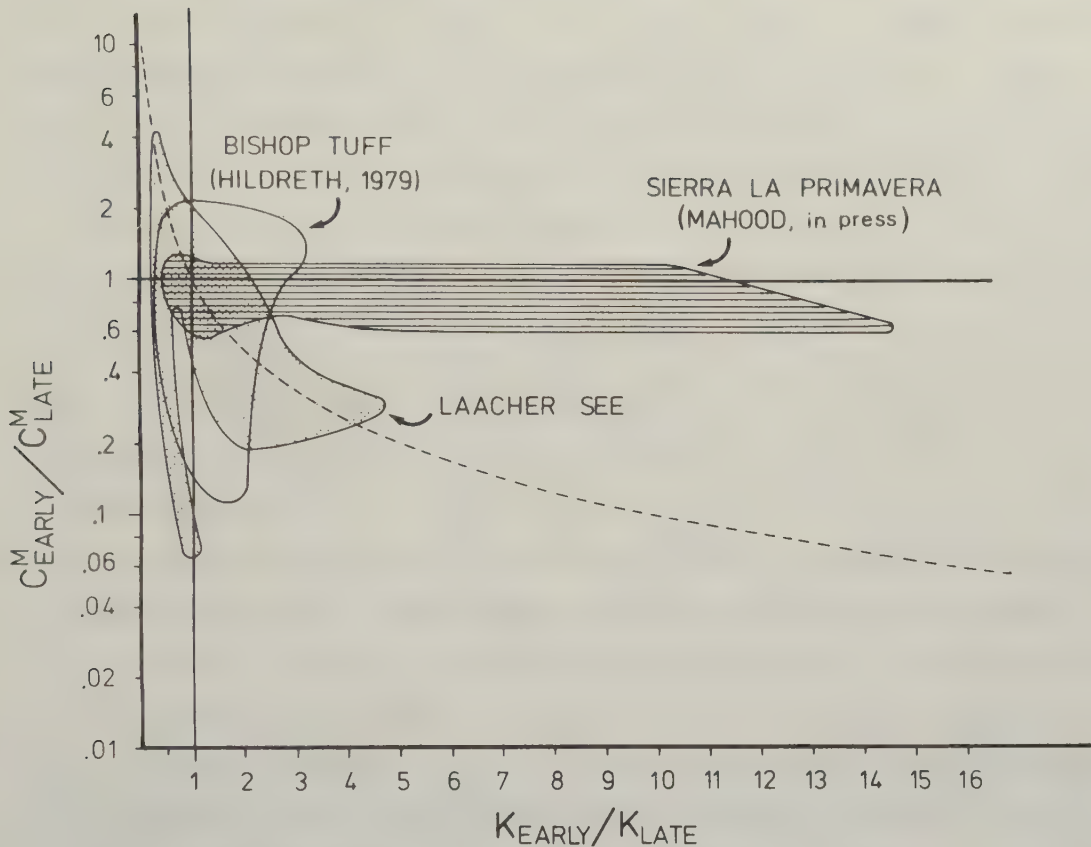


Abb.83: ΔK - ΔM -Diagramm mit Daten von drei zonierten Magmensystemen. Die Variation der Verteilungskoeffizienten und der Matrixzusammensetzung wird wiedergegeben durch den Vergleich der frühen und späten Eruptionsprodukte ($K_{\text{early}}/K_{\text{late}}$ und $C^M_{\text{early}}/C^M_{\text{late}}$). Es ergeben sich für die drei Systeme deutlich differenzierbare Felder, die durch verschiedene Bildungs- und Differentiationsbedingungen erklärt werden können, s.Text.

zusammensetzungen der Schmelze. Dies deutet, nach der hier entwickelten Hypothese, auf die Gleichgewichtskristallisation der Einsprenglinge, mehr oder weniger unabhängig von Temperatur und anderen physikalischen Parametern. Eine systematische Veränderung von K als Folge der Variation der Spurenelementzusammensetzung der Matrix nach der Kristallisation kann ausgeschlossen werden, da das Feld der Bishop Tuff-Daten keinerlei Assoziation zu der gestrichelten Linie $\Delta K = 1/\Delta M$ zeigt. Diese Deutung stimmt mit den Ergebnissen von HILDRETH

(1979) überein, der für die Einsprenglinge der Gesteine eine Kristallisation nach und unabhängig von den Differentiationsvorgängen annahm.

Ganz anders liegen die Verteilungskoeffizienten von Einsprenglingen in den Rhyolithlaven des Sierra La Primavera Komplexes (MAHOOD, im Druck) im $\Delta K - \Delta M$ -Diagramm (Abb.83). Bei nur geringen Variationen der Spurenelementgehalte zeigen die Verteilungskoeffizienten eine große Variationsbreite. Diese Variation wurde von MAHOOD (im Druck) auf die Veränderung der Schmelzstruktur im Sinne von WATSON (1976) und REYERSON & HESS (1978) zurückgeführt. Eine identische Deutung ergibt sich aus der hier postulierten Hypothese (Abb.82). Dagegen wurde die Veränderung der Verteilungskoeffizienten der Einsprenglinge des Laacher See Phonoliths wegen der besseren Korrelation mit der Veränderung der Matrixzusammensetzungen z.T. mit späten Veränderungen in der Schmelze begründet.

Dieses Ergebnis hat natürlich schwerwiegende Auswirkungen auf den Versuch einer quantitativen Spurenelement-Modellrechnung auf der Basis eines Kristallfraktionierungsprozesses (Kap.VII.3.2). Die hier analysierten "Verteilungskoeffizienten" repräsentieren keine Gleichgewichtskonstanten, die bei einem möglichen Fraktionierungsprozess wirksam waren sondern lediglich "Konzentrationskoeffizienten". Bei der Modellberechnung der Spurenelementverteilung der Laacher Pyroklastika kann daher auf der Basis der hier bestimmten "Verteilungskoeffizienten" bzw. Konzentrationskoeffizienten von vornherein keine gute Übereinstimmung erwartet werden. Die Diskrepanzen zwischen beobachteten und berechneten Spurenelementgehalten sollten theoretisch für die Elemente am größten sein, die in ihren Verteilungskoeffizienten die größte Variation zeigen (z.B. Sr, Sc, Co, einige inkompatible Elemente).

VII.2 Differentiationsmodelle zur Entstehung des mafischen OLP-Phonoliths

Nach allen bisher vorliegenden Ergebnissen läßt sich auf eine Entwicklung der chemischen Zonierung des Laacher Phonoliths in einer oberflächennahen Magmakammer schließen: 1) Lange Ver-

weildauer in einem Reservoir in der Oberflächenkruste vor der Eruption, 2) kontinuierliche Eruption von systematisch zonierte Magmaschichten ohne signifikante Zerstörung der chemischen Abfolge, 3) Einsprenglinge, Matrix- und Glaseinschluß-Zusammensetzung weisen eindeutig auf die kogene-tische Bildung aller Teilmagmen. Die OLP-Teilschicht (bzw. Glaseinschlüsse in Mischlaven und Glasmatrix der mafischen Kumulate) repräsentieren die mafischsten Zusammensetzungen, die eruptiert wurden. OLP-Magma kann daher als das Ausgangs-magma für die Entwicklung der anderen, höher differenzier-ten Teilmagmen angenommen werden. Aus diesem Grund soll hier zunächst die Entstehung des mafischeren OLP-Phonoliths dis-kutiert werden.

Abgesehen von der überholten Assimilationshypothese (DALY, 1910; RITTMANN, 1933) werden für die Entstehung phonolithi-scher Magmen generell in der Literatur die folgenden drei Modelle vorgeschlagen:

a) Partielles Schmelzen von Gesteinen des oberen Erdmantels bzw. der Unterkruste (BAILEY, 1964; HARRIS & BAILEY, 1974).

b) Mantelgesteine als Einschlüsse in bestimmten Phonolithen wurden von WRIGHT (1966), PRICE & GREEN (1972) und IRVING & PRICE (1981) als eindeutige Hinweise für die Entstehung pho-nolithischer Magmen im oberen Erdmantel gewertet. Hochdruck-Megakristalle werden von BROOKS & PRINTZLAU (1978) ebenfalls als Evidenz für die Bildung phonolithischer Schmelzen in größeren Tiefen (oberer Erdmantel, Kruste/Mantel-Grenze) ge-deutet. Nach ihrem Mg/Mg+Fe-Verhältnis können diese und an-dere Phonolithe aber nicht mit Mantelolivin (Fo_{88-90}) im Gleichgewicht gestanden haben (s. ROEDDER & EMSLIE, 1970; HANSON & LANGMUIR, 1978). IRVING & PRICE (1981) postulierten daher für die Bildung von Mantelxenolith-führenden Phonoli-then ein Fraktionierungsmodell unter hohen Bildungsdrucken (Oberer Erdmantel). Die wesentlichen geochemischen Merkmale solcher durch Kristallfraktionierung im oberen Erdmantel ent-standenen Phonolithe sind nach IRVING & PRICE (1981) hohe

Konzentrationen von Sr, Ba, Rb, Cs und das Fehlen einer Lu-Anomalie, wodurch Feldspatfraktionierung unter geringen Drucken ausgeschlossen werden kann. Da in MLP und ULP geringe Gehalte an Sr und die ausgeprägte, negative Europium-Anomalie (Abb.60) und die mineralogische Zusammensetzung auf Feldspatfraktionierung als einen wesentlichen Differenzierungsprozess hinweisen, ist eine Entstehung dieser hochdifferenzierten Gesteine (ULP, MLP) im Erdmantel ausgeschlossen.

c) Auf der Basis von experimentellen Untersuchungen im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Nephelin)- KAlSi_3O_8 (-Kalsilite)- SiO_2 (-Quarz) finden HAMILTON & MACKENZIE (1965), ähnlich wie BOWEN (1937), Evidenz für die Entwicklung phonolithischer Magmen durch Kristallfraktionierung, insbesondere von Plagioklas (Plagioklas-Effekt von BOWEN, 1937). Die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung natürlicher, untersättigter hochdifferenzierter Alkalimagmatite mit der Lage des experimentell bestimmten Temperaturminimums im System Ne-Ks-Qz (Abb. 69) ist für viele Bearbeiter dieser Gesteine ein entscheidender Hinweis auf eine "liquid line of descent" durch Kristallfraktionierung unter geringen Drucken (CARMICHAEL, 1964; NASH et al, 1969; BAILEY & MACDONALD, 1969; MACDONALD, 1974). Jüngere, detaillierte geochemische Bearbeitungen von Alkaliprovinsen stützen eindeutig diese Hypothese auf der Basis von quantitativen Spurenelementmodellrechnungen (LIPPARD, 1973; PRICE & TAYLOR, 1973; PRICE & CHAPPELL, 1975; SUN & HANSON, 1976; KYLE & RANKIN, 1976).

Gastransport, Diffusion von Alkalien gekoppelt an flüchtige Bestandteile (KENNEDY, 1955; BAILEY & MACDONALD, 1969; BAILEY, 1970; BAILEY & MACDONALD, 1975) sowie die Entmischung von Magmen werden als zusätzliche, vermutlich untergeordnete Bildungsmechanismen phonolithischer und insbesondere für übersättigte peralkalische Magmen postuliert. Im Gegensatz zu den zum Teil widersprüchlichen Hypothesen zur Entstehung phonolithischer Magmen scheint eine generelle Übereinstimmung darüber zu bestehen, daß solche Schmelzen, sind sie erst einmal gebildet, aufgrund ihres hohen Gehaltes an Alkalien und

flüchtigen Bestandteilen durch Diffusionsvorgänge in Krustenreservoirs modifiziert werden können (KENNEDY, 1955; LOCARDI & MITTEMPERGHER, 1967; LOCARDI, 1967; KOGARKO et al, 1974) BAILEY & MACDONALD(1975) argumentieren sogar für ein offenes System mit einer frei beweglichen, Halogen-reichen Gasphase im späten Stadium der Entwicklung peralkalischer Gesteine. Damit reduzieren sich die plausiblen Modelle zur Genese des mafischen OLP-Phonoliths auf Kristallfraktionierung unter niedrigen Drucken oder im Bereich des oberen Erdmantels. Mantelxenolith-führende Phonolithe, z.B. aus der Heldburger Gangschar in Thüringen (IRVING & PRICE, 1981) sind nach ihrer Hauptelementzusammensetzung (bis auf MgO) ähnlich einem ULP oder UMLP-Phonolith, die Spurenelementkonzentrationen sind jedoch gänzlich anders (vgl.Tab.4.1,App., dieser Arbeit und Tab.1 und 2 von IRVING & PRICE, 1981). Der OLP-Phonolith ist dagegen in seiner Spurenelementzusammensetzung eher mit den "Mantelphonolithen" von IRVING & PRICE (1981) zu vergleichen, hat aber eine andere Hauptelementzusammensetzung und keine Mantelxenolithe. Das hier vorgeschlagene Modell zur Genese des mafischen OLP-Phonoliths basiert daher auf einem Kristallfraktionierungsprozess unter niedrigeren Drucken innerhalb der Erdkruste.

VII.2.1 Hauptelementmodell Basanit-Phonolith

Als mögliche Ausgangsmagmen für ein Kristallfraktionierungsmodell bieten sich die Magmen der Basanit- und Tephrit-Vulkane der Ostseifel an, und als fraktionierte Phasen die von DUDA & SCHMINCKE (1978) analysierten Einsprenglinge in diesen Gesteinen. Während Tephrite nach den Ergebnissen von DUDA & SCHMINCKE (1978) und den hier durchgeführten zusätzlichen Untersuchungen durch fraktionierte Kristallisation vermutlich in der mittleren Erdkruste (SCHMINCKE, 1979; WÖRNER et al (im Druck) entstanden sind, stellen die Basanite (und Nephelinite) primitive Magmen dar, die durch partielles Schmelzen von Mantelgestein im oberen Erdmantel abzuleiten sind (DUDA & SCHMINCKE, 1978). Nahezu identische $^{87/86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von primitiven Ostseifel-Magmen und dem

Laacher OLP-Phonolith (STAUDIGEL & ZINDLER, 1978; SCHMINCKE et al, 1979; ZINDLER, 1980; und diese Arbeit, Kap.V) weisen eindeutig auf die genetische Beziehung dieser im Differenzierungsgrad so unterschiedlichen Ozeanmagmen.

Die Hypothese, die Entstehung des OLP-Phonoliths sei genetisch mit den basanitischen/tephritischen Magmen der Region verbunden, wurde schon sehr früh aufgestellt (WOLF, 1867; SCHÄFER, 1938; FRECHEN, 1976). Jedoch lag dabei der Schwerpunkt der Interpretation von OLP-Phonolithen auf einem Assimilationsprozess, bei dem ältere syenitische Gesteine von einem basaltischen Magma aufgenommen werden. Um eine mögliche Abstammung des OLP-Phonoliths von einem primitiven Magma zu testen, wurden quantitative Fraktionierungsberechnungen mit dem Massenbilanz-Mischprogramm von WRIGHT & DOHERTY (1970) durchgeführt. Diese Massenbilanzrechnungen können einen Kristallfraktionierungsvorgang modellieren, unabhängig vom Mechanismus, durch den die Kristalle von der Restschmelze getrennt werden (Kap. VII.3.3). Die hier verwendete Methode ist in Appendix 4 beschrieben. Modellfraktionierungsrechnungen nach diesem oder ähnlichen Mischprogrammen (BRYAN et al, 1969) sind schon in vielen Untersuchungen kogenetischer Vulkanitserien erfolgreich angewendet worden (z.B. LOWDER & CAR-MICHAEL, 1978; ZIELINSKY & FREY, 1970; WRIGHT & FISKE, 1971; DUDA & SCHMINCKE, 1978; RITCHIE, 1980; BIZOUARD et al, 1980; BARBERI et al, im Druck; SIGURDSSON & SPARKS, 1981). Hier wurde jeder von DUDA & SCHMINCKE (1978) analysierte Basanit, Tephrit und Nephelinit als mögliches Ausgangsmagma für eine Reihe von OLP-Phonolith-Derivatzusammensetzungen angenommen. Die "Qualität" einer Massenbilanzrechnung, bei der der Fraktionierungsvorgang durch die Subtraktion der beobachteten Einsprenglingsphasen von einer Ausgangsschmelze modelliert wird, entscheidet darüber, ob eine vorgegebene primitive Zusammensetzung als Ausgangsschmelze "geeignet" ist (s.App.4). Ein Teil der Lösungen der Massenbilanzrechnungen sind in Tabelle 12 (Appendix) zusammengefaßt. Tephrite und Nephelinite sind als Ausgangsschmelze für die fraktionierte Kristallisation zur Entstehung eines OLP-Phonoliths offensichtlich ungeeignet. Auch wenn zusätzliche Phasen (Feldspäte) bei der

Berechnung als fraktionierte Einsprenglinge angeboten werden, haben die Lösungen große "residuals" (s.App.4), d.h. die berechnete Schmelzzusammensetzung weicht von der beobachteten Zusammensetzung stark ab. Dagegen ergeben die Basanite als Ausgangsschmelzen generell bessere Lösungen: Die Kombination der Zusammensetzung 294 Wannenkopf-Basanit und 1089-2-OLP-Phonolith sowie 393 Fornicher Kopf-Basanit und 1075 oder 1089-1 OLP-Phonolith ergeben besonders gute Lösungen. Das zugrunde gelegte Modell der fraktionierten Kristallisation läßt sich also in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Zusammensetzungen von Ausgangs- und Derivatschmelze sowie den Einsprenglingen quantitativ modellieren. Danach kann man einen OLP-Phonolith je nach Wahl von Ausgangs- und Derivatschmelze durch fraktionierte Kristallisation von 28-32% Cpx, 24-35% Amph, 3-4% Mt, 4-5% Phlog, 2-3% Ol und 1,2% Ap von einem Osteifel Basanit ableiten (Tab.12, App., Abb.84). Der Fraktionierungsgrad (d.h. der Mengenan- teil der fraktionierten Phasen an der ursprünglichen Aus- gangsschmelze in %) beträgt etwa 70%, der Anteil der resul- tierenden Restschmelze (Phonolith) 30% (s.Abb.84). Demnach geht jede Volumeneinheit OLP-Phonolith etwa auf die drei- fache Menge basanitischer Ausgangsschmelze zurück. Na_2O wird im Phonolith etwas stärker angereichert als durch einfache fraktionierte Kristallisation zu erklären ist. Daher muß, unabhängig von der Subtraktion der Einsprenglinge der Deri- vatschmelze Na_2O zugeführt werden. Dies drückt sich in rela- tiv hohen positiven "residuals" für Na_2O aus, die durch die Addition von Na_2O (gerechnet als freie mobile Phase) zur De- rivatzusammensetzung kompensiert wird (s.Tab.12, App. und App.4). Ein Vergleich mit den Ergebnissen von DUDA & SCHMINCKE (1978) ergibt, daß eine phonolithische Schmelze als Derivat eines basanitischen Ausgangsmagmas nur dann entsteht, wenn ein hoher Prozentsatz an Amphibol fraktioniert wird, wohin- gegen der Basanit-Tephrit-Trend im wesentlichen durch Pyro- xen-Fraktionierung bestimmt wird (Abb.84). Offensichtlich kann eine basanitische Schmelze unter unterschiedlichen $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{O_2} etc.-Bedingungen zwei unterschiedliche Differentiations-

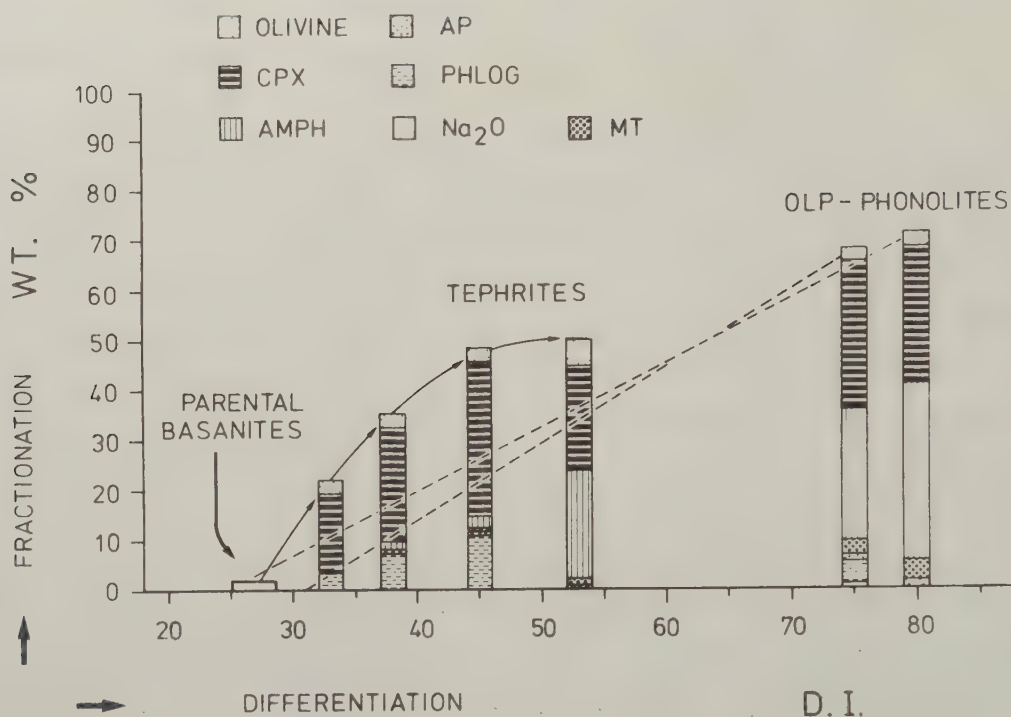


Abb.84: Gewichtsprozente fraktionierter Phasen (berechnet) in Abhängigkeit vom Differenzierungsgrad (D.I.) des Derivatmagmas (Ausgangsschmelze: Basanit, D.I. = 25-28). Die Differenz zwischen dem Prozentsatz fraktionierter Phasen und 100% ergibt den Anteil der resultierenden Restschmelze (OLP-Phonolith = 30%), die Summe der fraktionierten Phasen ist der "Fraktionierungsgrad".

trends entwickeln. Beide Trends erreichen im höchsten Differenzierungsstadium eine phonolithische Zusammensetzung: (Laacher See Phonolith und phonolithische Restschmelze in tephritischen Gesteinen des Rothenbergs (FRANGIPANE, unveröffentlichte Daten). Bei gleichem Differenzierungsgrad hat der Phonolith des Basanit-Tephrit-Trends ein sehr viel höheres Na₂O/K₂O-Verhältnis. SUN & HANSON (1976) kommen in ihrer Untersuchung der Alkalivulkanite der McMurdo Vulkanit Serie/Ross Island, Antarktis zu einem ganz ähnlichen Ergebnis: "In order to explain the data, more than one differentiation sequence is necessary. In each case a basanitoid melt is the parent... If clinopyroxene, kaersutite, anorthoclase, plagioclase and

apatite separate from a trachybasalt melt, a mafic phonolite results. If, however, no kaersutite is involved, an anorthoclase phonolite results." SUN & HANSON (1976).

Basanit-Tephrit-Trend

Die Massenbilanzrechnungen von DUDA & SCHMINCKE (1978) basieren lediglich auf einer Rechnung, in der der durchschnittliche Tephrit aus einem durchschnittlichen Basanit abgeleitet wird. Aus diesem Grunde wurde die Basanit-Tephrit Assoziation der Osteifel einer Neuuntersuchung unterzogen. Die Kombination aller von DUDA & SCHMINCKE (1978) analysierten Basanite mit allen Tephriten ergibt rund 30 Kombinationen mit einer guten Massenbilanz, davon sind 10 besser als die von DUDA & SCHMINCKE (1978) berechnete. Je nach der Größe des Unterschiedes der chemischen Zusammensetzung (Differentiationsgrad) zwischen Ausgangs- und Derivatmagma ergibt sich ein Fraktionierungsgrad zwischen 30 und 55 % (Abb. 84). Dies Ergebnis bedeutet, daß sich alle von DUDA & SCHMINCKE (1978) analysierten Tephrit-Zusammensetzungen der Osteifel durch Kristallfraktionierung eines Osteifel Basanits erklären lassen. Je größer der Unterschied im Differentiationsgrad, umso höher ist das Amph/Cpx-Verhältnis der fraktionierten Phasen (Abb. 84). Das heißt, daß im Basanit-Tephrit-Trend zunächst überwiegend Pyroxen und erst bei höheren Fraktionierungsgraden schließlich Amphibol fraktioniert wird. In entsprechender Weise steigt auch der beobachtete Amphibolgehalt der Gesteine mit dem Differentiationsgrad an (DUDA & SCHMINCKE, 1978, Tab.2, Abb.2), was vermutlich durch den steigenden Wassergehalt der differenzierenden Schmelzen begründet ist (ANDERSON, 1980). Damit stimmen die beobachteten Einsprenglingshäufigkeiten mit den relativen Anteilen der berechneten Phasen überein. Ein maximales Differentiationsstadium des Cpx-dominierten Basanit-Tephrit-Trends wird in der phonolithischen Restschmelze (Matrixglas) von tephritischen Gesteinen des Rothenberg-Vulkans erreicht (FRANGIPANE, unveröffentlichte Daten).

Basanit - OLP-Phonolith - Trend

Amphibol/Pyroxen-Verhältnisse der fraktionierten Phasen müssen hier von vornherein höher gewesen sein als im Basanit - Tephrit - Trend, sonst würde dieser Trend ja über den Tephrit laufen und die Tephrite wären mögliche Ausgangsschmelzen für die Phonolithe. Die entscheidende Rolle von Amphibol bei der Entwicklung hochdifferenzierter Alkali- und Kalkalkalimagmen (CAWTHORN & O'HARA, 1976; ANDERSON, 1980) wurde einerseits durch umfangreiche experimentelle Untersuchungen (z.B. HELZ, 1973, 1976; HOLLOWAY, 1973; ALLEN et al, 1975; ALLEN & BOETTCHER, 1978) verdeutlicht und andererseits auch durch geochemische Arbeiten nachgewiesen (PRICE & CHAPPELL, 1975; SUN & HANSON, 1976; KYLE & RANKIN, 1976 und andere). Amphibol als Liquidusphase wird in Schmelzen basaltischer und intermediärer Zusammensetzung unter folgenden Bedingungen stabilisiert (ANDERSON, 1980):

- a) erhöhter Wassergehalt in der Schmelze
- b) $P_{H_2O} < P_{total}$
- c) niedrige Sauerstoffpartialdrucke
- d) bei Anwesenheit von Olivin (entsteht Amphibol durch Reaktion mit Olivin)
- e) bei hohen Fluor-Gehalten der Schmelze

Optimale Bedingungen für die intensive Amphibolfraktionierung eines Basanitmagmas schon zu Anfang der Differentiation und somit zur Entwicklung in Richtung Basanit - Phonolith - Trend, ergeben sich demnach für eine Olivin-phyrische Basanitschmelze, reich an flüchtigen Bestandteilen, die schon unter relativ hohen Drucken (Kruste/Mantelgrenze, Unterkruste) zu differenzieren beginnt. Eine solche Basanitschmelze stellt vermutlich das Ausgangsmagma des Basanit - Phonolith -Trends dar. Amphiboleinsprenglinge treten jedoch in Osteifel Basaniten praktisch nicht auf und hohe Amph/Cpx-Verhältnisse, wie sie aus den Fraktionierungsberechnungen resultieren, sind nicht bekannt. Eine mögliche Ursache hierfür liegt einerseits vielleicht daran, daß Basanitmagmen diesen Typs generell viel seltener sind, andererseits werden diese Magmen, wenn sie auftreten, sehr viel effektiver differenzieren (Amphibol

hat einen stärkeren Fraktionierungseffekt als z.B. Cpx, höhere Gehalte an flüchtigen Bestandteilen) und können daher als solche gar nicht eruptiert werden. Dies mag auch ein Grund dafür sein, daß keine intermediären Gesteine an der Erdoberfläche existieren (Bunsen-Daly-Lücke).

VII.2.2 Spurenelementmodellrechnungen

Entsprechend dem Konzept von ZIELINSKY & FREY (1970) wurde das Hauptelementfraktionierungsmodell durch Spurenelementmodellrechnungen überprüft. Dabei geht man von der im Hauptelementmodell erhaltenen Kombination von fraktionierten Einsprenglingen, Ausgangs- und Derivatmagma aus. Zunächst wird der Gesamtverteilungskoeffizient (K_{Bulk}) eines Spurenelements nach der Formel:

$$K_{Bulk} = \sum_{i=1}^n X_i K_i$$

aus den einzelnen Mengenanteilen (X_i = Fraktion einer Phase an der Gesamtheit der fraktionierten Phasen) und den individuellen Verteilungskoeffizienten der Minerale (K_i) berechnet. Die Beziehung:

$$C_1/C_0 = F^{(K_{Bulk} - 1)}$$

drückt den Zusammenhang aus zwischen der Veränderung der Konzentration eines Spurenelementes in der Derivatschmelze (C_1) relativ zur Ausgangsschmelze (C_0), dem Gesamtverteilungskoeffizienten dieses Elements (K_{Bulk}) und dem Grad der Fraktionierung, ausgedrückt als Fraktion der Restschmelze (F) an der Ausgangsschmelze. Spurenelementfraktionierung in einfachen geschlossenen Systemen werden durch diese Gleichung (Raleigh Fraktionierungsgesetz) hinreichend genau beschrieben (ALLEGRE & MINSTER, 1978). Da leider von den beiden, nach dem Hauptelementmodell als Ausgangsschmelze optimalen Basanitzusammensetzungen keine Spurenelementanalysen vorliegen, wurden die Modellrechnungen auf der Basis von Daten eines ganz ähnlichen Basanits (SCHMINCKE, unveröffentlichte Daten) durchgeführt. Dies ist deshalb legitim, da alle, auch die etwas weniger guten Hauptelementmodellrechnungen mit etwas anderer Ausgangszusammensetzung ganz ähnliche Ergebnisse liefern.

Die Wahl der Spurenelementverteilungskoeffizienten ist ein Problem, da sie für die Einsprenglinge in Basaniten der Ost-eifel nicht bestimmt wurden und außerdem in dem großen Differentiationsspektrum zwischen Basanit und Phonolith stark variieren werden (s.Tab.6, App.). Aus diesen Gründen wurden zwei Modellrechnungen für alle Spurenelemente durchgeführt, deren Ergebnisse in Abbildung 85 und Tabelle 13 (Appendix) zusammengefaßt sind: Die Berechnung der Kurve A beruht auf den niedrigen Verteilungskoeffizienten für Minerale in basaltischen Magmen. Die berechneten Spurenelementverhältnisse liegen etwas höher als die beobachteten. Für die Berechnung B wurden die Seltenen Erden Verteilungskoeffizienten von SUN & HANSON (1976), für die anderen Spurenelemente die von intermediären Gesteinen verwendet (s.Tab.6, App.). Für Elemente, für die keine Literaturverteilungskoeffizienten zur Verfügung standen, wurden sie aus den Daten für Laacher See Einsprenglinge abgeschätzt (Tab.5, App.). Die berechnete Seltenen Erden Verteilung (B) liegt unter der Kurve der beobachteten Spurenelementverteilung. Dabei zeigen die beobachteten und die berechneten Werte jedoch ein ganz ähnliches Verteilungsmuster (Ausnahmen Eu, Y in B, Abb.85). Für die Seltenen Erden gibt es offensichtlich eine Kombination von Spurenelementverteilungskoeffizienten zwischen den gewählten Extremen, die genau die beobachteten Spurenelementhäufigkeiten ergeben würden. Die berechneten Werte liegen zu tief für Cr, Co, Sc und Ni, die Wahl etwas kleinerer Verteilungskoeffizienten oder einer geringfügig anderen Ausgangszusammensetzung könnte diese Abweichungen beseitigen. Zu hohe Werte resultieren bei der Berechnung von Rb, Sr, Zr, Ba, Hf und Th. Möglicherweise ist das zugrunde liegende Hauptelementfraktionierungsmodell nicht empfindlich genug gegenüber kleinen Mengen an Feldspäten und möglicherweise Titanit, deren Fraktionierung im Endstadium der Differentiation die Abweichungen erklären könnten. Eine Akkumulation solcher Phasen (in OLP) kann aber ausgeschlossen werden, da dadurch die beobachteten Verhältnisse eher noch an die berechneten Werte angenähert würden, somit einen umgekehrten Effekt hätten. Mit einigen erklärba-

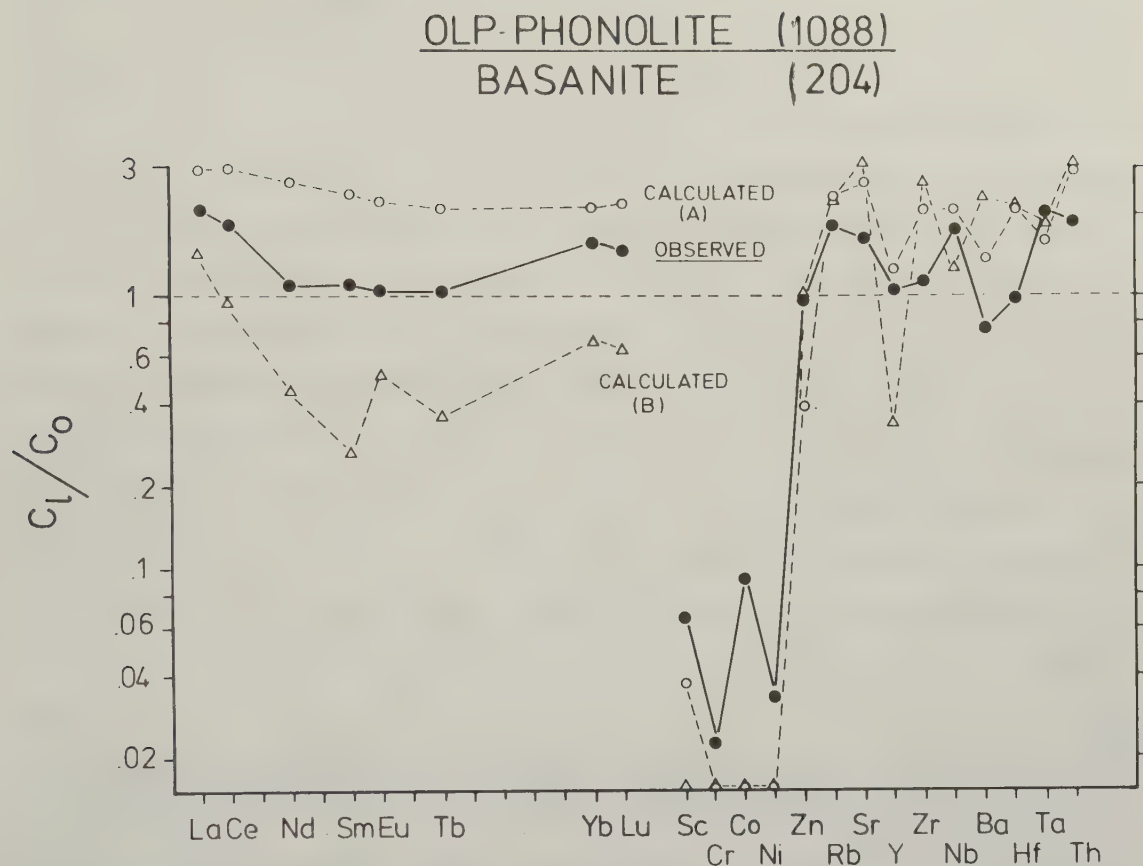


Abb.85: Ergebnis der Spurenelementmodellrechnungen. Ausgangsmagma: Basanit 204, Nickenicher Sattel, Derivat: OLP-Phonolith 1088. Dargestellt sind beobachtete und berechnete Spurenelementhäufigkeiten (A,b) im Verhältnis zur Basanitausgangszusammensetzung C_1/C_0 . Weitere Erklärungen siehe Text.

ren Abweichungen lassen sich also die beobachteten Spurenelementverhältnisse zwischen Basanit und OLP-Phonolith durch die Fraktionierung von Amph, Cpx, Ol, Phlog, Mt und Ap erklären. Haupt- und Spurenelementmodell sind somit konsistent, das zugrunde gelegte Modell eines Kristallfraktionierungstrends Basanit - Phonolith ist damit bestätigt.

Aufgrund dieser Ergebnisse lassen sich jedoch keine Tiefenangaben für den Fraktionierungsprozess ableiten. Theoretisch ist die Fraktionierung in allen Krustenniveaus, bevorzugt jedoch in der mittleren und unteren Kruste möglich. Da OLP-

Phonolith aber spätestens vor der Weiterentwicklung nach MLP und ULP in der oberflächennahen Magmakammer unter dem Laacher See vorhanden war, und dieser OLP-Phonolith nicht die Haupt- und Spurenelement-Charakteristika von unter Hochdruck fraktionierten Phonolithen hat (s.o.) und auch keine Mantelxenolithe führt, fand die Differentiation vermutlich in der mittleren Kruste statt, in einer Tiefe, in der auch die Entwicklung der Tephrite stattfindet (SCHMINCKE, 1979; WÖRNER et al, im Druck). Der Beginn der Differentiation ist jedoch vermutlich schon unter höheren Drucken erfolgt. Diese Deutung beinhaltet somit nicht, daß die Differentiation statisch in einer fixierten Magmakammer stattgefunden hat, ein langsamer Aufstieg des differenzierten Magmas in die obere Kruste, entweder durch "Stoping" oder plastisches Verhalten der Krustengesteine (s.FYFE, 1970) erscheint sogar wahrscheinlicher.

VII.3 Differentiationsmodelle zur Entstehung der chemisch zonierten Magmakammer

Beispiele zonierter Tephraablagerungen sind von vielen jungen Vulkangebieten beschrieben worden, von den rhyolithischen bis dazitischen Aschenströmen der westlichen USA (WILLIAMS, 1942; SMITH & BAILEY, 1966; LIPMAN et al, 1966; STEVEN & LIPMAN, 1976; SMITH, 1979; HILDRETH, 1979), Neuseeland (EWART, 1965; EWART et al, 1968; LOWDER & CARMICHAEL, 1970) sowie in Japan z.B. (LIPMAN, 1967), in Mittelamerika (WILKOX, 1954; McBIRNEY, 1980; MAHOOD, im Druck) und anderen Vulkanprovinzen, den Kanaren (SCHMINCKE, 1969b), Äthiopien (GIBSON, 1970) aber auch von Island (THORARINSSON & SIGVALDASSON, 1972; SIGURDSSON & SPARKS, 1980). In diesen Untersuchungen wurde auf ein chemisch-mineralogisch zoniertes Magmareservoir zurückgeschlossen, aus dem die Tephraeruptionen gespeist wurden. Als Ursachen für die beobachteten chemischen Gradienten in Magmakammern werden drei grundlegende Prozesse diskutiert:

a) Kristallfraktionierung und Akkumulation wird besonders in den frühen Arbeiten über zonierte Rhyolith-Magmakammern als ein wesentlicher Mechanismus angesehen (z.B. SMITH & BAILEY,

1966, u.a.). Doch schon LIPMAN (1967) wies darauf hin, daß unabhängig vom Einsprenglingsgehalt auch die Restschmelze chemische Gradienten aufweisen kann und Kristallfraktionierungsvorgänge nicht allein zur Erklärung genügen.

b) Liquidmagmatische Differentiation, d.h. Entwicklung von differenzierten Magmen durch Schmelz-Schmelz- und Schmelz-Fluid-Gleichgewichte wurden besonders von SMITH (1979) und HILDRETH (1979) auf der Basis detaillierter geochemischer Analysen zonierter Aschenströme postuliert. Gleichzeitig wurde experimentell und theoretisch der Beweis geführt, daß geschichtete Schmelzsysteme durch eine Vielzahl von liquidmagmatischen Prozessen, z.T. gekoppelt an Kristallfraktionierung, entstehen können: "Double diffusive convection", "double diffusive fractional crystallization" (McBIRNEY & NOYES, 1979; CHEN & TURNER, 1980), "convective fractionation" (RICE, 1981), "Soret diffusion" (besonders von Spurenelementen) (SHAW et al, 1976), Dichteschichtung durch Migration leichterer, differenzierter Schmelzen aus den kristallisierenden Kontaktbereichen der Magmakammer nach oben (McBIRNEY, 1980).

c) EICHELBERGER (1978), der notorische Magmenmischer, postulierte Magmenmischung für die Entstehung der zonierten Aschenströme des Mt. Mazama/Crater Lake, Oregon. Diese Hypothese wurde jedoch von RITCHIE (1980) und McBIRNEY (1980) stark angezweifelt, beide ziehen Kristallfraktionierung einem Magmenmischungsprozess vor, wobei ihre Modelle im einzelnen jedoch ebenfalls voneinander abweichen.

Kristallfraktionierung, liquidmagmatische Differentiation und Magmenmischung werden im Folgenden als mögliche Mechanismen zur Entwicklung der chemisch zonierten Laacher See Magmakammer diskutiert.

VII.3.1 Hauptelementfraktionierungsmodell OLP-ULP

Die Zusammensetzung der zwei mafischen OLP-Phonolithe, die bei den Basanit-OLP-Fraktionierungsberechnungen als Derivat-zusammensetzung die besten Lösungen ergaben, wurden nun ih-

rerseits als Ausgangsmagma für die Entwicklung der höher differenzierten OLP (MLP und ULP)-Teilmagmen angenommen. Mit Hilfe des Massenbilanz-Mischprogramms von WRIGHT & DOHERTY (1970) wurde dabei versucht, die zonierte phonolithische Abfolge der Laacher Pyroklastika in sieben Einzelschritten entsprechend einer "liquid line of decent" durch Kristallfraktionierung der beobachteten (und analysierten) Einsprenglingsminerale zu modellieren. Die nach jedem Differentiationsschritt beobachtete und berechnete Derivatzusammensetzung wurde dann als Ausgangsschmelze für den nächsten Schritt verwendet. Diese Methode garantiert die beste Kontrolle über die Variation der Anteile an fraktionierten Phasen und über mögliche zusätzliche Differentiationsmechanismen. In vielen Fällen ist bei einer Modellrechnung die Fraktionierung von Cpx der von Amph vorgezogen worden, wodurch, im Gegensatz zur beobachteten Modalzusammensetzung des Phonolith, unrealistisch hohe Cpx/Amph-Verhältnisse resultierten oder aber gar kein Amphibol in die Lösung mit einbezogen wurde. Amphibol ist jedoch eine wichtige Einsprenglingsphase im Phonolith. Deshalb wurde ein nicht existierendes "Trick-Oxid" eingeführt (für Amph und Derivat), wodurch die Menge an Amphibol in der Lösung manipuliert werden konnte. Der Einfluß auf die Zusammensetzung ist zu vernachlässigen, da die Konzentrationen dieses Trick-Oxids zwischen 0,01 und 0,5 Gew% liegen. Die Manipulation wird dadurch erreicht, indem die in bestimmten Verhältnissen vorgegebenen Oxidkonzentrationen bei der Berechnung extrem hoch gewichtet werden. Modellrechnungen, die nach dieser Methode manipuliert, höhere Amphibolgehalte zuließen, sind für bestimmte Cpx/Amph-Verhältnisse ebenso gut wie die nicht manipulierten Lösungen, die nur Cpx als wesentliche Phase fraktioniert haben. Der Fraktionierungsgrad der manipulierten Lösungen liegt über dem der normalen Lösungen. Offensichtlich kann bei der Massenbilanz Amphibol (und andere Phasen) für Cpx und Schmelze eintreten. Diese Austauschbarkeit von Cpx und Amphibol, bei vergleichbar guten rechnerischen Lösungen, deutet auf den Einfluß zusätzlicher Parameter (P_{H_2O} etc.), durch die die Art und Menge der

fraktionierten Phasen durch einfache Massenbilanzrechnungen nicht wiedergegeben wird.

Die Ergebnisse der Massenbilanzrechnungen sind in den Tabellen 14-16 (Appendix) zusammengefaßt. Die Übereinstimmung von berechneten Mineralphasen mit den in den entsprechenden Gesteinen beobachteten Modalzusammensetzungen ist gut. Es ergeben sich Residuals zwischen 0,00 und 0,10% absolut, die Summe aller Residuals aller Oxide einer Lösung ist generell nicht höher als 0,5% absolut. Damit sind alle Massenbilanzen, mit und ohne freie Natriumphase, sehr gut. Eine Ausnahme ist der Versuch, die zwei ULP-Proben (1002 und 1017) durch einen Kristallfraktionierungsprozess auseinander abzuleiten. Entweder hat die berechnete Lösung eine schlechte Massenbilanz (F2, Tab.15) oder die Art der zu fraktionierenden Phasen sind mineralogisch unwahrscheinlich (z.B. praktisch nur Albit in F1, Tab.16, App.). Eine Auswahl der rechnerisch guten, also geologisch möglichen, Massenbilanzrechnungen, die gleichzeitig eine mineralogisch konsistente Folge von Einzelschritten bilden (möglichst ohne freie Na_2O -Phase) sind in Tabelle 18 und Abbildung 86 dargestellt. Es zeigt sich, daß die relativen Anteile der fraktionierten Phasen und deren Veränderung von einem Teilschritt zum anderen gut mit der beobachteten Einsprenglingshäufigkeit übereinstimmen (vgl. Abb.11 und 86). Hauyn ist nur in einem Fall (UMLP - ULP) signifikant an der Lösung beteiligt und ist dort vermutlich bedingt durch den stark ansteigenden Na_2O -Gehalt. Das Fehlen von Hauyn in den anderen Lösungen bedeutet, daß Hauyn als das spezifisch leichteste Einsprenglingsmineral keine wesentliche Bedeutung bei der Entwicklung der zonierten Magmakammer gespielt hat. In einer Folge von Na_2O - CaO - K_2O -Diagrammen (Abb.87a-c) läßt sich die Entwicklung der phonolithischen Teilschmelzen durch die Fraktionierung von Einsprenglingsmineralen verfolgen: OLP-Phonolith (Abb.87a) wird aus einer basanitischen Schmelze (P = parent) durch Amphibol- und Pyroxen-Fraktionierung ($\pm$ andere Phasen, s.o.) gebildet.

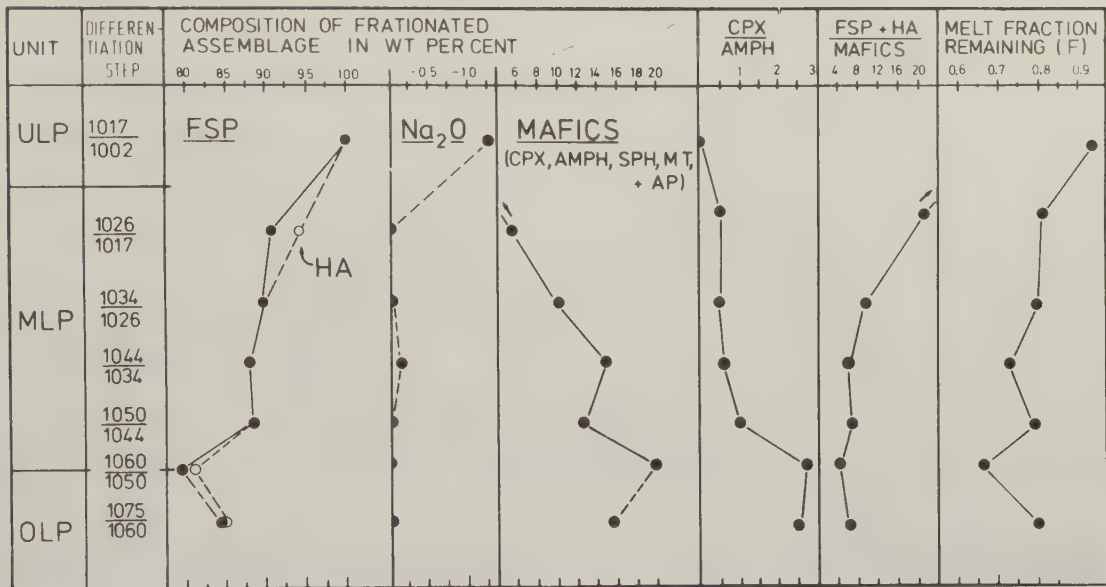


Abb.86: Übersicht über die Zusammensetzung und Variation der berechneten fraktionierten Phasen für 7 modellierte Teilschritte. Deutlich ist die Zunahme der Feldspäte und eine Abnahme der mafischen Phasen (und Cpx/Amph) für immer höher differenzierte Zusammensetzungen. Bei der hier gewählten Kombination ist Na₂O signifikant nur in der Berechnung 1017/1002 beteiligt.

Bildunterschriften Abb. 87 a - d, nächste und übernächste Seite:

Abb 87a: OLP-Phonolith (Derivat D) entsteht durch Fraktionierung von Amph und Cpx aus dem basanitischen Ausgangsmagma (P,Parent). Zum Vergleich : Basanit - und Tephrit - Zusammensetzungen von DUDA & SCHMINCKE (1978) und tephritische Phonolithe des Basanit-Tephrit - Trends (FRANGIPANE, unveröff. Daten).

Abb. 87b: OMLP (D)- Zusammensetzung entsteht aus OLP (P) durch Entzug von Feldspäten und mafischen Phasen

Abb. 87c: Sanidin ist die dominierende Phase bei der Entwicklung von UMLP und ULP (D) - Magmen aus OMLP-Schmelze (P), der Differentiationstrend biegt zum Na₂O-Pol um.

Abb. 87d: Die so entstandenen Teilmagmen bilden eine zonierte Magmasäule, deren chemische Gradienten durch zusätzliche Differenzierungsprozess modifiziert werden (s. Kap. VII.3.2.3), zusätzlich zu einer geringfügigen Akkumulation von Einsprenglingen von OMLP nach OLP und Magmenmischung zwischen einem Basanit und OLP-Phonolith.

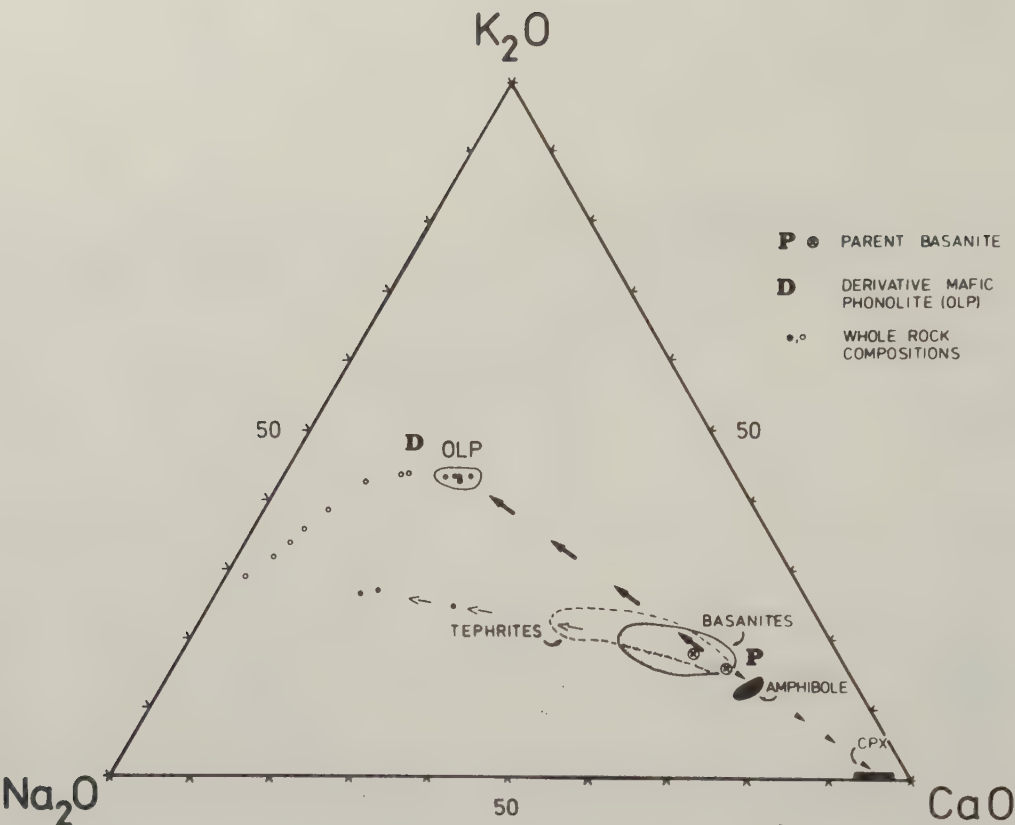


Abb. 87 a

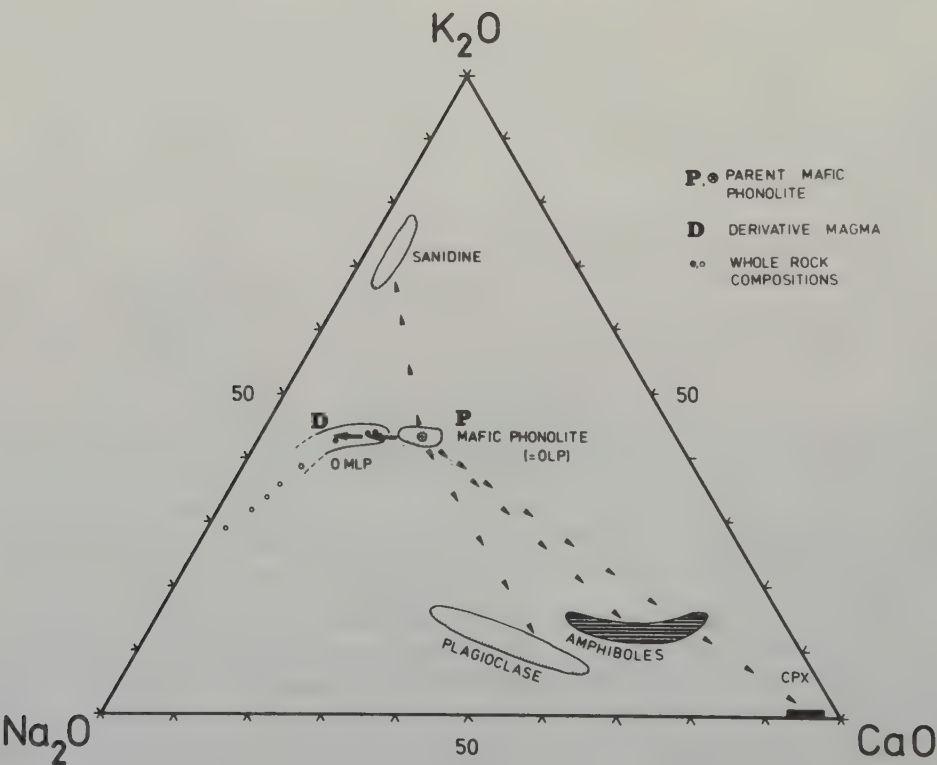


Abb. 87 b

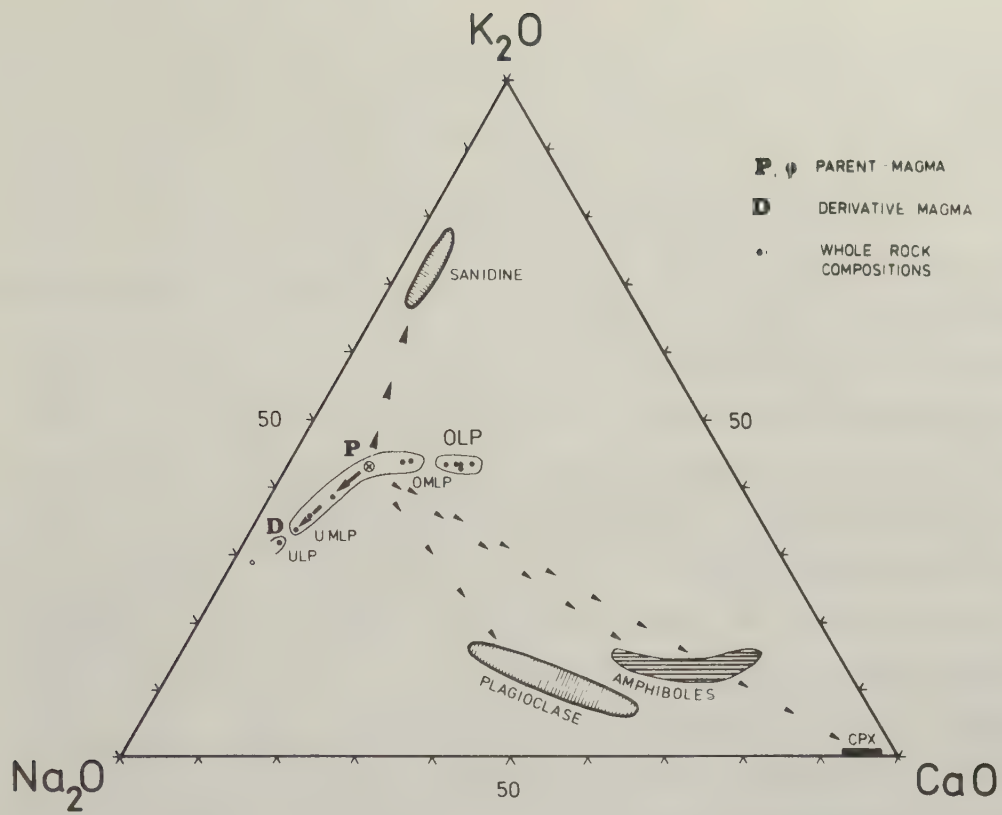


Abb. 87 d

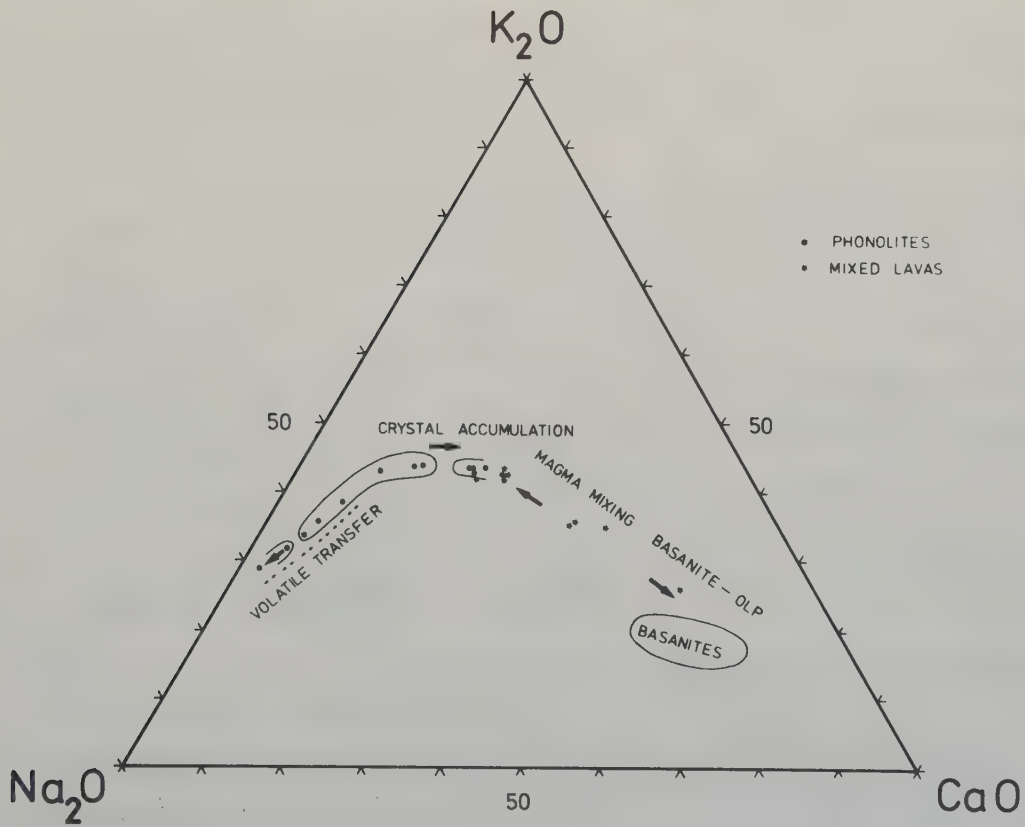


Abb. 87 d

Nach diesem Differentiationsschritt beginnen zusätzlich die Feldspäte zu kristallisieren, wodurch die Zusammensetzung der Derivatschmelze (OMLP = D, Abb.87b) ausgehend von OLP (P) parallel zur Na_2O -CaO-Basis verschoben wird. Mafische Phasen und Plagioklas treten nun in den Hintergrund und die weitere Entwicklung der Schmelze (OMLP = P, UMLP, ULP = D, Abb.87c) wird dominiert von Sanidinfraktionierung, wodurch sich die Na_2O -reichen UMLP- und ULP-Teilschmelzen bilden.

Magmenmischung zwischen OLP und Basanit sowie möglicherweise Akkumulation von Einsprenglingen in OLP und zusätzliche Differentiationsmechanismen (s.Kap.VII.3.4) führen schließlich zu den beobachteten Zusammensetzungen (Abb.87d, vgl.Abb.17).

Diese Abbildungen sollen das hier postulierte Differentiationsmodell veranschaulichen, nach dem die wesentlichen Unterschiede in der Hauptelementzusammensetzung der Teilmagmen der Laacher See Magmakammer durch progressive Kristallfraktionierung erklärt werden können. Der Fraktionierungsgrad der einzelnen Teilschritte liegt zwischen ca. 20 und 36% und ist erwartungsgemäß umso höher, je stärker der Unterschied in der chemischen Zusammensetzung der Ausgangs- und Derivatschmelze ist.

Die oberste Magmaschicht ULP zeigt in ihren Teilbereichen chemische Unterschiede, die nicht durch Kristallfraktionierung zu erklären sind. Gerade in diesem Teil der Magmakammer (1002-1017) findet sich aber die größte Anreicherung von inkompatiblen Spurenelementen (Abb.58,59). Neben der vermuteten "Homogenisierung" der Restschmelzen von OLP und OMLP (s.Kap.IV.6) in Bezug auf die magmatophilen, inkompatiblen Elemente und der Variation der Verteilungskoeffizienten ist dies der dritte, eindeutige Hinweis auf ein anomales Verhalten dieser Elemente.

VII.3.2 Spurenelementmodellrechnungen OLP-ULP

Obwohl die hier bestimmten Spurenelementverteilungskoeffizienten keine Gleichgewichtswerte darstellen (s.Kap.VII.1.2), wurden sie hier zur Berechnung des Spurenelementfraktionierungsmodells verwendet, aus zwei Gründen:

a) Für hochdifferenzierte, peralkalische Gesteine gibt es nur eine sehr begrenzte Zahl an Literaturdaten (BERLIN & HENDERSON, 1969), die zudem z.T. auf der Untersuchung plutonischer Gesteine beruhen (LARSEN, 1979).

b) Wenn die Modellrechnungen mit den "falschen" Verteilungskoeffizienten durchgeführt werden, ergeben sich zwangsläufig Abweichungen zwischen der beobachteten und der berechneten Spurenelementverteilung. Die Art dieser Abweichung enthält möglicherweise zusätzliche Informationen über weitere Differentiationsmechanismen, die zur Veränderung der Spurenelementgehalte der Matrix, unabhängig vom Kristallfraktionierungsvorgang geführt hat (s. Kap. VII.1.2).

Die Modellrechnungen beruhen auf derselben Methode, die schon für das Fraktionierungsmodell Basanit-OLP in Kapitel VII.2.2 angewendet wurde. Wie bei der Berechnung des Hauptelementmodells wurden dazu einzelne Fraktionierungsschritte separat berechnet, die Mengen und Proportionen der fraktionierten Phasen wurden dabei von den Lösungen der Hauptelementmassenbilanzrechnung übernommen. Die Ergebnisse sollen hier nur durch drei Abbildungen (und Tab. 19, App.) dokumentiert werden. Abbildung 88 zeigt an einem Beispiel den Vergleich zwischen berechneten und beobachteten Spurenelementhäufigkeiten für einen Differentiationsschritt OMLP-(1050)-UMLP-(1034).

Die Berechnung der Gesamtverteilungskoeffizienten beruht auf zwei vergleichbar guten Hauptelementmodellrechnungen für die Kombination (1050-1034). Die beiden Modelle unterscheiden sich im wesentlichen durch ihr Cpx/Amph-Verhältnis (höher in B), die unterschiedlichen Anteile an Feldspat (höher in A) und den in B höheren Fraktionierungsgrad. Offensichtlich sind die verwendeten Verteilungskoeffizienten ungeeignet, um die beobachtete Variation der Spurenelementkonzentrationen zwischen 1050 und 1034 berechnen zu können. Die Abweichungen sind z.T. bei den Elementen besonders groß, die auch in ihrem Verteilungskoeffizienten eine große Variation aufweisen. Das Muster der Spurenelementverteilung ist aber für

TRACE ELEMENT MODEL CALCULATION OMLP 1050—UMLP 1034

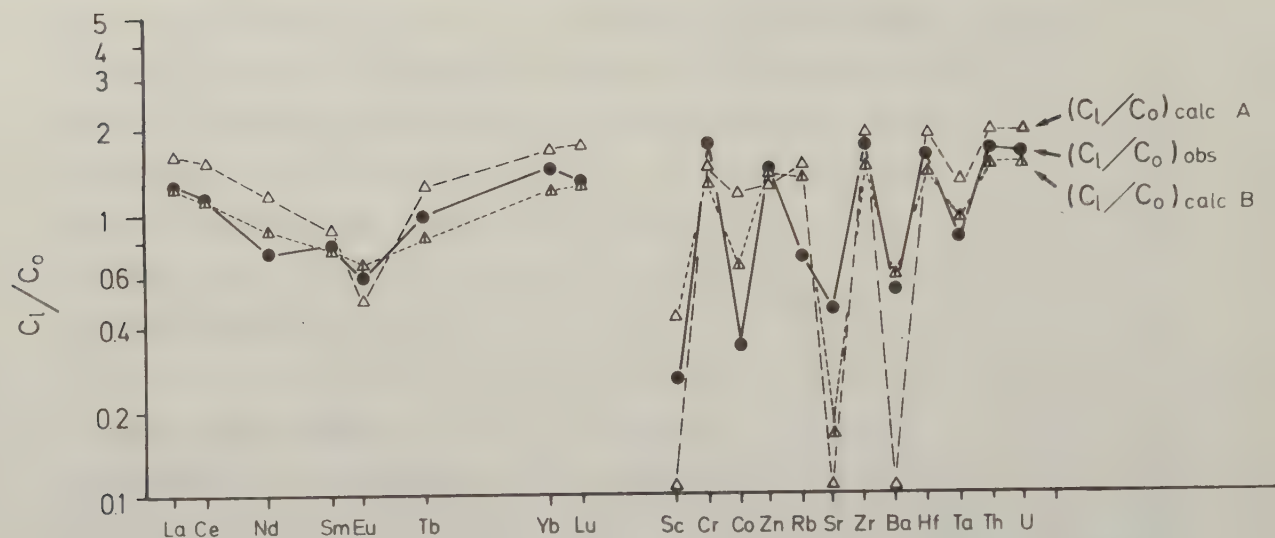


Abb.88: Beobachtete und berechnete Spurenelementverteilung für den Differentiationsschritt OMLP (1050) - UMLP (1034), basierend auf zwei rechnerisch guten Massenbilanzrechnungen (A,B). Es ist das Verhältnis der Spurenelementkonzentrationen in Derivat (1034) und Ausgangszusammensetzung (1050) dargestellt: C_1/C_0 (s.Tab.19, Appendix).

berechnete und beobachtete Kurven ähnlich. Dies bedeutet, daß wohl ein Kristallfraktionierungsprozess wirksam war, jedoch die richtige Spurenelementverteilung durch ungeeignete Verteilungskoeffizienten nur annähernd berechnet werden kann. Berechnete und beobachtete Seltene Erden Verteilungsmuster sind für alle Differentiationsschritte in Abbildung 89 gegenübergestellt. Es wurden hier die berechneten, nicht die beobachteten Spurenelementzusammensetzungen der Derivatschmelze als Ausgangszusammensetzung zur Berechnung des nächsten Schrittes verwendet (Sequenzmodell). Es resultiert eine Spurenelement -Verteilung, bei der die Abweichungen der einzelnen Modellrechnungen immer weiter mitgeschleppt werden. Die Form der berechneten Kurven ist den beobachteten Verteilungen ähnlich, die berechneten Konzentrationen liegen jedoch z.T. um mehrere Größenordnungen zu

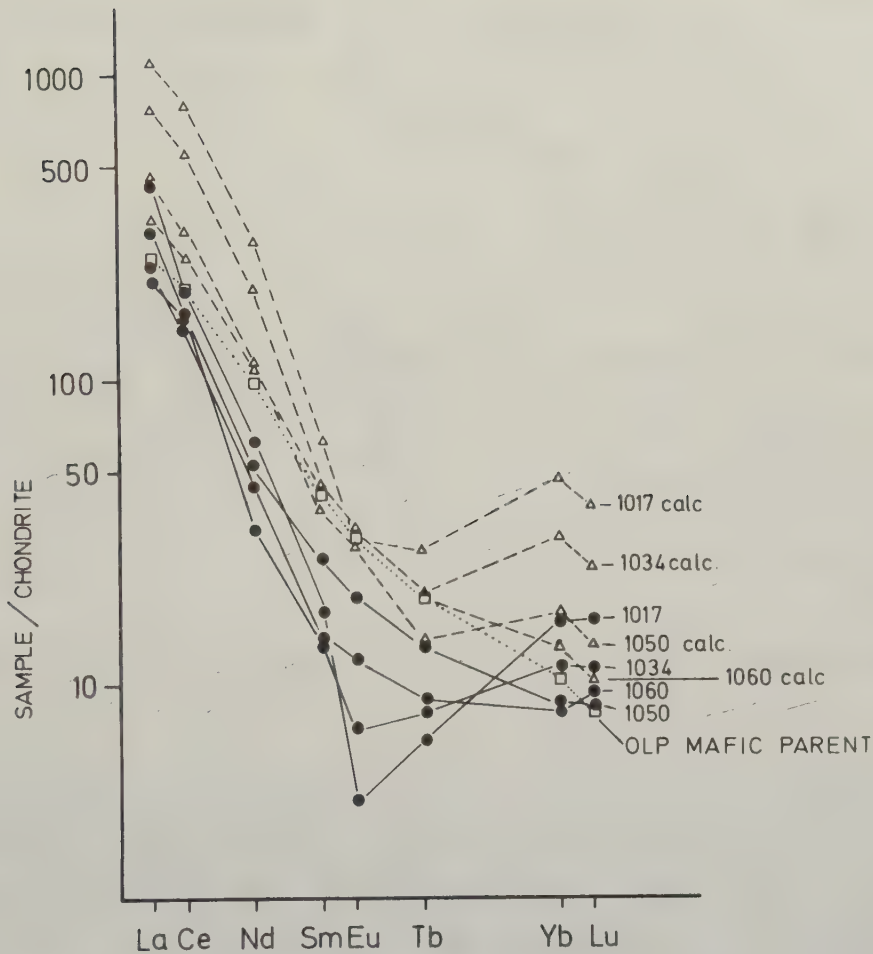


Abb.89: Berechnete und beobachtete (Chondrit-normierte) Seltene Erden Verteilungen in Laacher Phonolithen (s.Abb.60). Die Abweichung der berechneten von den beobachteten Spurenelementverhältnissen (C_1/C_0 -normiert) ist offensichtlich. Berechnung nach dem Sequenzmodell, siehe Text.

hoch. In Abbildung 90 sind die Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Spurenelementkonzentrationen als Verhältnisse kumulativ für alle Elemente aufgetragen. Eine gute Übereinstimmung würde dabei für die vier Differentiationsschritte durch die eingezeichneten vier horizontalen Linien repräsentiert sein (Verhältnis zwischen berechneter und beobachteter Spurenelementvariation = 1 für alle vier Schritte). Für die Berechnung der Einzelschritte wurde hier

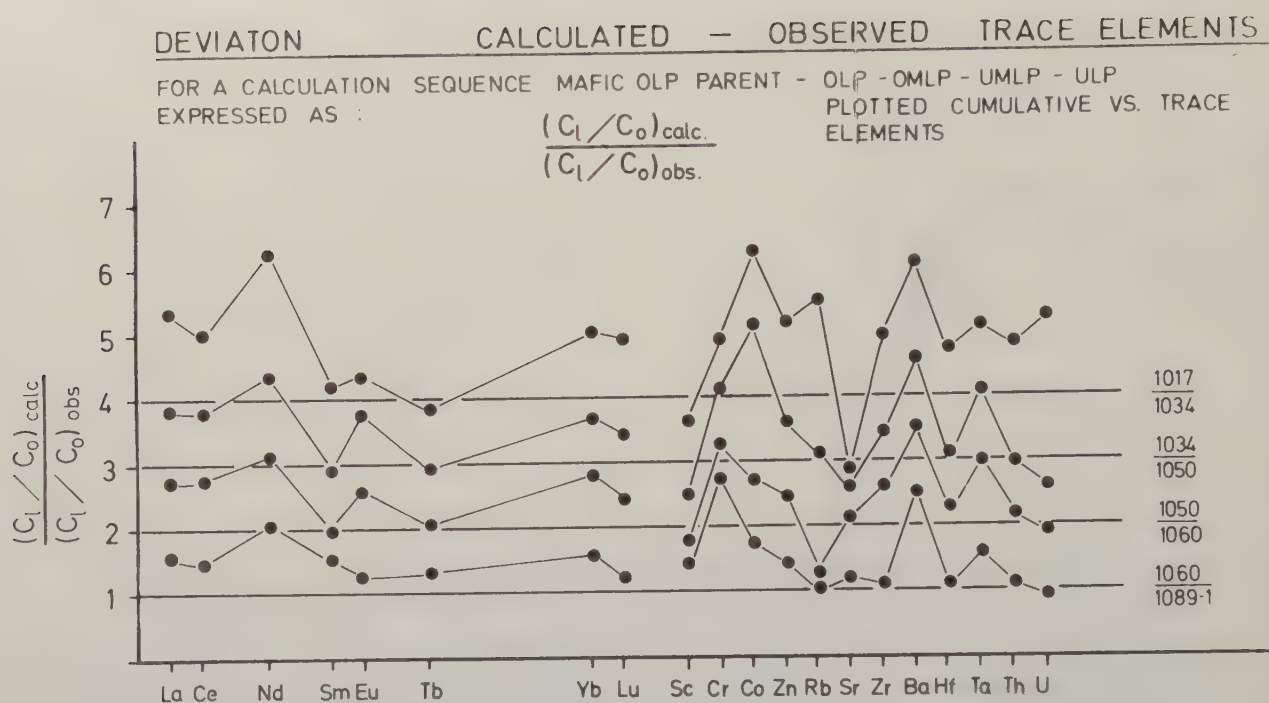


Abb.90: Abweichung der berechneten von den beobachteten Spurenelementverhältnissen in Ausgangs- und Derivatzusammensetzung - ausgedrückt durch den Quotienten $(C_l/C_o)_{calc} / (C_l/C_o)_{obs.}$, der auf der senkrechten Achse für die vier Spurenelementmodellrechnungen aufgetragen ist. Bei der Berechnung wurde die Abweichung für jeden Schritt zwar registriert, für den folgenden Berechnungsschritt jedoch die beobachtete Zusammensetzung verwendet (Einzelschrittmodell, s. Abb. 89).

die wirkliche, beobachtete Spurenelementzusammensetzung des jeweiligen Ausgangsmagmas zugrunde gelegt und nicht die berechneten Werte (s.o. und Abb. 89).

Bis auf wenige Ausnahmen ergibt sich eine deutliche Abweichung zwischen berechneten und beobachteten Verhältnissen. Bis auf Tb, Sc und Sr sind alle berechneten Spurenelementverhältnisse höher als die tatsächlich beobachteten Werte. Folgende Interpretationen sind möglich :

a) Die verwendeten Verteilungskoeffizienten sind generell zu klein (außer für: Tb, Sc und Sr). Dies ist eine unwahrscheinliche Deutung, da viele Verteilungskoeffizienten der Einsprenglingsminerale ohnehin an der Obergrenze oder über dem in der Literatur angegebenen Spektrum liegen.

b) Zusätzliche Differentiationsmechanismen waren wirksam, die nur die Spurenelementverteilung beeinflusst haben (das zugrunde liegende Hauptelementmodell ist ja geologisch und rechnerisch gut).

Alle diese Interpretationsversuche müssen hier jedoch Spekulationen bleiben, da, wie in Kap VII.1.2 gezeigt wurde, die Verteilungskoeffizienten z.T. durch Prozesse nach der Kristallisation modifiziert wurden und daher mit den Ergebnissen der aus diesen Werten berechneten Spurenelementmodelle nicht auf eben diese Prozesse geschlossen werden kann.

Ein wesentlicher Schluß ist auch aus diesen Ergebnissen zu ziehen: Neben dem Prozess der Kristallfraktionierung müssen weitere Differentiationsprozesse abgelaufen sein, die im wesentlichen die Spurenelementverteilung der Laacher Magmakammer beeinflusst haben. Diese zusätzlichen Prozesse waren offensichtlich in den obersten Magmenschichten am wirksamsten (ULP), denn die drastische Anreicherung von inkompatiblen Spurenelementen findet dort erst statt, wo Kristallfraktionierung ausgeschlossen werden kann.

VII.3.3 Fraktionierungsmechanismen

Kristallfraktionierung ist der wesentliche Prozess der Differentiation, durch den sich aus den primitiven Osteifel Basanitmagmen die Tephritschmelzen, der mafische OLP-Phonolith und schließlich die hochdifferenzierten Phonolithe der Laacher See Magmakammer entwickeln.

Grundlage der Magmendifferentiation durch Kristallfraktionierung ist die effektive Trennung von Kristallen und Restschmelze. Der klassische Mechanismus ist das gravitative Absaugern von Einsprenglingen in einem Magmareservoir. Hierfür werden in der Literatur besonders die großen "Layered intrusions" (Skaergaard, Bushveld etc.) als Paradebeispiele genannt.

Aber gerade an den Gesteinen der Skaergaard Intrusion konnten McBIRNEY & NOYES (1979) nachweisen, daß das Absinken von Kristallen als Fraktionierungsmechanismus nicht in Frage kommt. Auf der Basis von anderen gut dokumentierten Beispielen (Hawaii Lavaseen) sowie theoretischen Betrachtungen schließen McBIRNEY & NOYES (1979) und RICE (1981), daß das gravitative Sinken von Einsprenglingen nicht durch das Stoke'sche Gesetz beschrieben werden kann. Einsprenglinge fangen in einer Schmelze erst dann an zu sinken, wenn die Grenzspannung für plastisches Fließen ("yield strength") überwunden ist. Diese Grenzspannung ist eine Funktion von Temperatur, modaler und chemischer Zusammensetzung und der Intensität der mechanischen Durchbewegung der Schmelze. Erst nach dem Überwinden dieser "Aktivierungsschwelle" kann der Sinkvorgang durch das Stoke'sche Gesetz beschrieben werden. Die Grenzspannung ist niedrig für heiße, gut durchbewegte basaltische Magmen und hoch für kühlere, hochdifferenzierte einsprenglingsreiche Schmelzen in einer mehr oder weniger statischen Magmakammer.

Die großen Einsprenglinge in basanitischen Gesteinen, z.B. des Rothenberg Vulkans (Gangphase: Ø bis 2 cm, KARAKUZU, pers.Mitt., 1981) können demnach beginnen abzusinken und somit gravitativ fraktioniert werden (s.McBIRNEY & NOYES, 1979, Abb.3, p.495). Die Sinkgeschwindigkeit solch großer Einsprenglinge (Amphibole, Cpx etc.) beträgt nach dem Stoke'schen Gesetz (Viskosität = 10^3 poise, s.Abb.70) etwa 6000 m pro Jahr (nach SHAW, 1965). In Basanitmagmen sind die Sinkgeschwindigkeiten von Einsprenglingen demnach groß genug, um eine effektive Trennung von Kristallen alleine durch gravitatives Absaigern zu erreichen. Mit zunehmendem Differenzierungsgrad und abnehmender Temperatur wird der gravitative Kristallfraktionierungsprozess immer uneffektiver. Gleichzeitig steigt die o.g. Grenzspannung an. Feldspatkristalle in MLP-Magmen (Viskosität = 10^6 poise) von 1-4 mm Durchmesser würden nur noch mit einer Geschwindigkeit von 10 cm bis 1 m pro Jahr absinken. Sinkgeschwindigkeiten für die kleineren mafischen Einsprenglinge liegen in der gleichen Größenordnung. Auf der Basis der Magmakammer-Parameter

des Laacher See Vulkans (Kap.VII.5) würden diese Geschwindigkeiten zwar gerade ausreichen, um Einsprenglinge aus dem Oberteil der Kammer nach unten absinken zu lassen, vermutlich ist aber die Grenzspannung für plastisches Fließen der Phonolithschmelzen zu hoch, so daß die Kristalle erst gar nicht beginnen können abzusinken. Für den postulierten Fraktionierungsvorgang in der Laacher See Magmakammer müssen also wie bei der Differentiation der Skaergaard Intrusion (McBIRNEY & NOYES, 1979) effektivere Mechanismen zur Trennung von Kristallen und Restschmelze postuliert werden (s.o., Einführung zu Kap. VII.3). Abbildungen 91,92 fassen die möglichen Differentiations- und Fraktionierungsmechanismen schematisch und modellhaft zusammen:

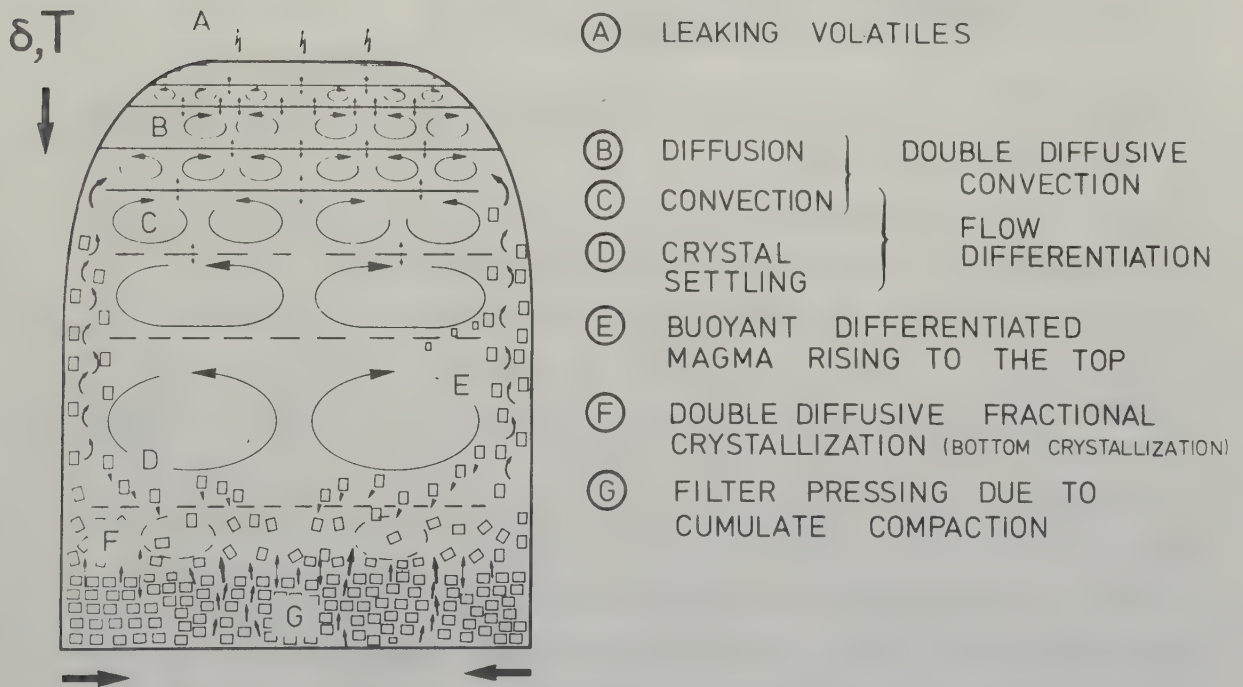


Abb.91: Schematische Darstellung möglicher Fraktionierungsmechanismen und Differentiationsprozesse in einer oberflächennahen Magmakammer mit einem Dichte- und Temperaturgradienten, dessen Richtung durch die großen Pfeile (links und unten) angegeben ist (Diskussion siehe Text).

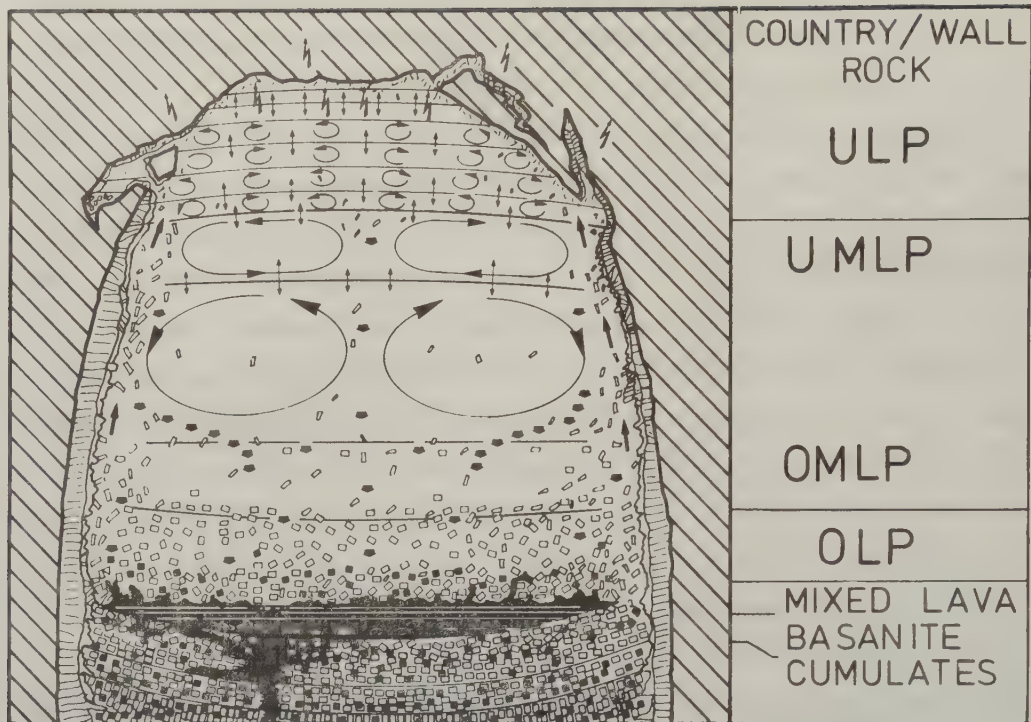


Abb.92: Modell der phonolithischen Laacher See Magmakammer, die einzelnen Differenzierungsprozesse sind in Abb.91 und im Text näher erläutert.

a) Bei der "Fließdifferentiation" werden Kristalle während des Magmatransports (Aufstieg in Förderkanälen, Konvektion) durch die Dispersionskraft (dispersive force, MCBIRNEY & NOYES, 1979) in der Schmelze mit einem Geschwindigkeitsgradient vom fließenden Magma getrennt während die differenzierte Schmelze weiterwandert (C und D, Abb. 91).

b) MCBIRNEY (1980) postuliert, daß differenzierte Schmelzen aufgrund ihrer geringen Dichte aus den stärker kristallisierten (abgekühlten) Randbereichen einer Magmakammer nach oben steigen und sich im Dachbereich der Kammer in einer hochdifferenzierten Magmenschicht ansammeln (E, Abb.91).

c) IRVINE (1980) entwickelt für die Muskox Intrusion, ähnlich wie MCBIRNEY & NOYES (1979) für Skaergaard, einen Fraktionierungsmechanismus, durch den bei in situ Kristallisation an den Rändern und am Boden der Magmakammer, gekoppelt an Temperatur- und Massendiffusion, durch den die entstehenden

differenzierten Schmelzen "abtransportiert" werden (B. C. I., Abb. 91).

d) In den Kumulaten der Muskox Intrusion konnte IRVINE (1980) nachweisen, daß bis zu 50 Vol% Restschmelze zwischen den akkumulierten Kristallen vorhanden war. Diese Intergranularschmelze wurde dann z.T. durch die Kompaktion langsam ausgetrieben (Filterpressing, Abb.91), wobei die Schmelze noch durch fortgesetzte Kristallisation und Reaktion immer stärker differenziert wurde ("Infiltration metasomatism", IRVINE, 1980). Mit diesen Modellen werden die üblicherweise als "Sedimentstrukturen" gedeuteten rhythmisch gebänderten Gesteine (an den Wänden und unterm Dach) in großen Intrusionskörpern erklärt, ohne dafür gravitatives Absinken von Kristallen postulieren zu müssen. Gleichzeitig betonen McBIRNEY & NOYES (1979) und IRVINE (1980), daß durch diese Differentiationsmechanismen (double diffusive convection), chemisch zonierte Magmenkörper entstehen (Abb.92). Der übergeordnete Effekt der chemischen Fraktionierung von Magmen durch die Trennung von Kristallen und Restschmelze ist jedoch derselbe wie bei gravitativer Kristallisationsdifferentiation und kann daher mit den üblichen Massenbilanz-Mischprogrammen erfolgreich modelliert werden. Diese Fraktionierungsmechanismen sowie mögliche Kombinationen und Modifikationen sind vermutlich in großen abkühlenden Magmakörpern generell wirksam und haben, neben rein liquidmagmatischen Prozessen (s.u.) bei der Differentiation der hochdifferenzierten Laacher Phonolithmagmen eine entscheidende Rolle gespielt.

VII.3.4 Zusätzliche Differentiationsmechanismen

Aus der Analyse der Haupt- und Spurenelementgradienten und den Modellrechnungen ergeben sich eine Reihe von Hinweisen auf zusätzliche Differentiationsmechanismen neben Kristallfraktionierung, die hier noch einmal zusammengefaßt werden:

a) Bei der Massenbilanzrechnung zum Fraktionierungsmodell Basanit-OLP konnten die besten Lösungen erhalten werden,

wenn Na_2O als eine freie mobile Phase betrachtet wurde. Bei der Modellierung der Hauptelementvariation innerhalb der zonierten Phonolithabfolge (UMLP, ULP) verstärkt sich dieser Effekt, was darauf schließen läßt, daß hier noch in verstärktem Maße die Natriumverteilung von einem Kristallfraktionierungsvorgang abgekoppelt ist. Außerdem sind die unrealistischen und qualitativ unakzeptablen Modellrechnungen innerhalb von ULP-Gesteinen durch die weitere Zunahme von Na_2O (und MnO) bei nur unwesentlicher Veränderung der anderen Oxid-Konzentration begründet.

b) Die beobachtete Variation der inkompatiblen Elemente in der Gesteinsmatrix am Übergang vom kristallarmen OMLP zum kristallreichen OLP-Teil magma kann nur unbefriedigend durch die wechselnden Einsprenglingsgehalte begründet werden (s. Kap. IV.6).

c) Extreme Variationen der Verteilungskoeffizienten konnten durch eine späte Modifikation der Spurenelementzusammensetzung der Matrix während und nach der Kristallisation der Einsprenglinge erklärt werden.

d) Die zwei analysierten ULP-Proben lassen sich nicht durch eine sinnvolle Kombination von fraktionierten Phasen auseinander ableiten, aber gerade hier existieren die steilsten Gradienten der Spurenelementkonzentrationen (inkompatible Elemente, Abb. 58, 59).

Da die Hauptelementfraktionierungsrechnungen geologisch und mineralogisch sinnvolle und rechnerisch gute Lösungen ergeben, müssen zusätzliche Differentiationsmechanismen in Betracht gezogen werden, deren Wirksamkeit auf die Spurenelemente und Na_2O (+ MnO ?) beschränkt und unabhängig von Kristall-Schmelzgleichgewichten ist. Die Untersuchungen von HILDRETH (1979) über die Spurenelementgradienten des Bishop Tuffs/Long Valley Caldera, Kalifornien konnten eindeutig nachweisen, daß die Anreicherung (bzw. Verarmung) von Spurenelementen im Dachbereich einer rhyolithischen Magmakammer vollkommen unabhängig sind von Kristallfraktionierungsprozessen. HILDRETH (1979) wies dabei auf liquidmagmatische

Differentiationsmechanismen hin, die gesteuert werden von Gradienten in Temperatur und Dichte (Soret Diffusion), Gehalt an flüchtigen Bestandteilen und den daraus resultierenden Veränderungen (Depolymerisierung) der Schmelzstruktur (siehe auch SMITH, 1979). Langsame Diffusionsgeschwindigkeiten in Silikatschmelzen (MAGARITZ & HOFFMAN, 1978a,b u.a.) können dabei ausgeglichen werden durch die Konvektion in Teilschichten der Magmasäule und Diffusion ausschließlich über die vergleichsweise kleinen Distanzen zwischen den Konvektionszellen. Eine Reihe experimenteller und theoretischer Arbeiten (s.o.) über mögliche liquidmagmatische Differentiationsprozesse zeigen, daß sich solche konvektierenden Einzelschichten in Magmakammern spontan unter der Wirkung von Dichte und/oder Temperatur- und Konzentrationsgradienten entwickeln sollten. Dadurch entstehen konvektierende, gut durchmischte Magmenschichten, die durch die Konvektionsbewegung, gekoppelt an Massen- und Temperaturdiffusion (double diffusive convection, s.Abb.91, B+C) einen relativ schnellen und effektiven Materialtransport erlauben (RICE, 1981).

Auf den möglichen Einfluß von Gastransport in Alkali- und gasreichen hochdifferenzierten Schmelzen (A, Abb.91,92) wurde schon hingewiesen von LOCARDI (1967), LOCARDI & MITTEMBERGHER (1967), BAILEY (1970, 1974) und BAILEY & MACDONALD (1969, 1975). Letztere stützten sich dabei auf die experimentellen Untersuchungen von ORVILLE (1963). Aber auch im basaltischen Milieu können sich späte Alkali-reiche, fluide Phasen entwickeln, die durch Migration chemische Gradienten verursachen können (HART et al, 1971). Aus der Notwendigkeit, nach zusätzlichen Differentiationsmechanismen zu suchen (s.o.) ergibt sich, daß einer oder eine Kombination dieser liquidmagmatischen Prozesse schon während, besonders aber nach der Kristallisation der Phonolithschmelzen der Laacher See Magmakammer wirksam waren. Vermutlich hat die starke Depolymerisierung und die daraus resultierende "offene" Schmelzstruktur im Oberteil der Magmakammer auf diese Prozesse einen entscheidenden Einfluß, in dem die "Löslichkeit" von (komplexbildenden) Spurenelementen in diesem Teilbereich

besonders hoch gewesen ist, und damit eine "treibende Kraft" für die liquidmagmatische Anreicherung gegeben ist (vgl. HILDRETH, 1979). Damit unterscheidet sich die Differentiationsgeschichte des Laacher Phonoliths einerseits von den rhyolithischen Magmakammern (z.B. Long Valley, HILDRETH, 1979) bei der sich durch vermutlich ähnliche Prozesse die Spurenelementgradienten schon vor der Kristallisation der Einsprenglinge gebildet haben (z.B. Einsprenglinge zeigen deutliche Variation der Zusammensetzung und ihrer Gleichgewichtstemperaturen in unterschiedlichen Bereichen der Kammer). Andererseits besteht auch ein ganz wesentlicher Unterschied zu dem Modell, das RITCHIE (1980) für die geschichtete Magmakammer des Mt. Mazama/Crater Lake entworfen hat. Dort konnte die chemische Zonierung durch quantitative Massenbilanzrechnungen ausschließlich auf Kristallfraktionierung zurückgeführt werden. Möglicherweise müssen also bestimmte Bedingungen erfüllt sein, bevor liquidmagmatische Prozesse die Differentiation einer Schmelze beeinflussen (Laacher See) oder gar dominieren (Bishop Tuff):

- a) Die Magmen müssen hochdifferenziert sein, damit
- b) hohe Gehalte an flüchtigen Bestandteilen angereichert sind, bzw. sich Gradienten entwickeln, die in Verbindung mit
- c) Diffusionsprozessen und Gastransport Diffusionsprozesse ermöglichen bzw. beschleunigen, wodurch sich
- d) eine Zonierung von Spurenelementen und Alkalien unter dem Einfluß von Dichte- und Temperaturgradienten durch die Entwicklung von
- e) konvektierenden Teilschichten einer Magmakammer entwickeln können.

Zu welchem Stadium einer Differentiation zusätzliche Anreicherungs- und Abreicherungsprozesse auftreten, hängt davon ab, wann diese oder ein Teil dieser Bedingungen erfüllt sind.

VII.4 Magmenmischung OLP-Basanit

Die Vermischung einer basanitischen mit einer phonolithischen Schmelze an der Basis der eruptierten Magmasäule läßt sich aus verschiedenen Beobachtungen ableiten:

a) Petrographie: Lapilli der obersten (letzten) Lagen in OLP zeigen A) eine Mischung aus dunklen und hellen Partien und B) ein extremes Spektrum an Einsprenglingsgehalten: die dunklen Partien enthalten viel Cpx (z.T. als Megakristalle), Olivin, Phlogopit und kleine Peridotitxenolithe. Die typischen phonolithischen Einsprenglinge in diesen Partien sind stark resorbiert und waren offensichtlich mit der Schmelze nicht im Gleichgewicht. Die hellen Komponenten sind Feldspatreich, haben nur wenig Olivin, keine Megakristalle, dafür aber Hauyn als Einsprenglinge und Zwickelfüllung in der Matrix. Sie zeigen alle Übergänge zu den normalen OLP-Bimsen. Beide Komponenten liegen entweder als einzelne Lapilli vor oder als gemischte Klasten mit einer hellen, feldspatreichen Kruste um einen dunklen Kern, oder aber als intermediäre Gesteine in vollständiger Vermischung vor (Abb.12, Kap.III). Aus der petrographischen Beobachtung läßt sich ableiten, daß beide Komponenten vor der Vermischung und Eruption als Schmelzen vorgelegen haben. Durch die hohen Kristallgehalte hatten die hellen Gesteine vermutlich eine hohe Viskosität; vermutlich der Grund, warum die beiden Teilmagmen nur schwer vollständig miteinander gemischt werden konnten.

b) Hauptelemente Gesamtgestein: Die Mischgesteine formen in MgO-Oxid Variationsdiagrammen lineare Trends zwischen OLP (helle Komponenten) und Basaniten. Solche lineare Trends sind ein deutlicher Hinweis auf die Mischung von zwei Endgliedern kontrastierender Zusammensetzung.

c) Phonolithische Einsprenglinge (Amph und Cpx) in den mafischen Mischgesteinen zeigen gelegentlich eine inverse Zonierung mit mafischeren Zusammensetzungen am Rand, die eine Anpassung an die veränderte Schmelzzusammensetzung reflektieren.

d) Glaseinschlüsse in den Einsprenglingen, auch in den mafischsten Mischgesteinen (Probe 1101) haben eine phonolithi-

sche Zusammensetzung, obwohl die Gesamt-Matrix eine basanitische Zusammensetzung hat (Cpx, Phlog, Ol und wenig Glas mafischer phonolithischer Zusammensetzung).

e) Temperaturberechnungen ergeben für die phonolithische Komponente etwa 800°C während das Ol-Cpx-Gleichgewicht eine Temperatur von 1050°C für die mafische Komponente desselben Lapillus (Abb.12) ergibt. Massenbilanzrechnungen mit dem Mischprogramm von WRIGHT & DOHERTY (1970) ergeben, daß sich durch die Mischung eines Basanits (z.B. 392 Fornicher Kopf, DUDA & SCHMINCKE, 1978) mit einem OLP-Phonolith die Zusammensetzung der beobachteten Mischgesteine (Proben 1099-2, 1101-3) erklären lassen (Tab.20, App.). Die Residuen dieser Lösungen sind nicht so gut wie bei den Fraktionierungsberechnungen. Große Megakristalle und die auffällige Inhomogenität der Einsprenglingsverteilung in den kleinen Lapilli sind vermutlich die Ursache für die Analyse von nicht repräsentativen Proben. Solche Massenbilanzrechnungen, bei denen die analysierten Einsprenglinge und Megakristalle in die Lösung mit einbezogen sind, ergeben erwartungsgemäß bessere Resultate (Tab.20, App.). Jedes analysierte OLP-Mischgestein kann demnach in einer Vielzahl an Kombinationen durch die Mischung einer kristallreichen OLP-Teilschmelze und einer basanitischen Komponente erklärt werden, wobei geringe Modifikationen durch die inhomogene Verteilung der Kristalle (Einsprenglinge und Megakristalle) berücksichtigt werden müssen. Das Mischungsverhältnis für Probe 1099-2 z.B. beträgt etwa 70% Phonolith und 30% Basanit, die sehr viel mafischere Zusammensetzung der Probe 1101-3 kann durch die Mischung von 17% Phonolith mit 83% Basanit beschrieben werden ($\pm$ Kristalle).

Die verschiedenen Massenbilanzrechnungen sind zwar rechnerisch gut und geologisch sinnvoll, aber nicht eindeutig, da sich durch die mögliche Variation des Kristallgehaltes mehrere gleichwertige Lösungen ergeben. Damit kann die Zusammensetzung des OLP-Teilmagmas als die eine Mischkomponente nicht eindeutig festgelegt werden. Glaseinschlüsse in den Einsprenglingen der Mischlaven haben eine etwas mafischere Phonolithzusammensetzung als Gläser in normalen Bimseinsprenglingen, sie sind

aber ähnlich den Zusammensetzungen der Glasmatrix der Kumulatgesteine (Abb.52). Dies deutet möglicherweise auf die Beimengung von OLP-Kumulaten zu den Mischgesteinen (oder gar als "Phonolithische Komponente" der MgO-reicheren Mischlaven?). Die lithologische Zusammensetzung der obersten OLP-Teilschichten sowie die petrographische (und chemische) Zusammensetzung der Mischgesteine wird zum Ausklang der Eruption des Laacher See Vulkans immer mafischer. D.h. der Mengenanteil der Basanitkomponente nimmt zum Schluß immer stärker zu. Ein Mischgestein (1101-3) hat nur noch 17% phonolithische Komponente. Massige Silte (BOGAARD, 1978) repräsentieren den vorläufigen Ausklang der Aktivität des Laacher See Vulkans. Möglicherweise haben die komagmatischen Komponenten dieser, wegen der geringen Korngröße hier nicht untersuchten Ablagerungen, eine basanitische Zusammensetzung oder aber einen noch höheren Mengenanteil an basanitischer Schmelze in den Mischgesteinen.

Eine detailliertere petrographische und chemische Untersuchung dieser Mischgesteine ist notwendig, um die gemischten Komponenten eindeutiger festlegen zu können und über Zeitpunkt, Hergang und Dynamik des Mischvorgangs genauere Aussagen machen zu können (Geschwindigkeiten der Kristallisation und Resorption nach der Mischung etc.). Ein bislang nur nebenbei erwähntes Problem sind die Mantelxenolithe und Megakristalle sowie die verschiedenen Olivin-Populationen in der basanitischen Mischkomponente. Diese Einschlüsse deuten auf einen relativ schnellen Aufstieg des Basanits aus größeren Tiefen (Kruste/Mantel-Grenze, da die Mineralogie der Einschlüsse und die Zusammensetzung der Pyroxene hohe Bildungsdrucke andeuten, siehe Kap.IV.). Alternativ wäre es möglich, daß diese Einschlüsse von einem (älteren) Kumulatkörper in der Erdkruste aufgenommen wurden (Magmakammersedimente eines älteren Basanits, Ausgangsmagma von OLP-Phonolith?). In jedem Fall muß der Prozess der Magmenmischung in der oberen Erdkruste abgelaufen sein, da die phonolithische Komponente unter geringen Drucken in der Erdkruste durch Differentiation vor der Mischung gebildet wurde und in einer oberflächennahen Magmakammer exi-

stiert hat. Für die geothermischen Betrachtungen (Kap.VII.6) ergibt sich hieraus die wichtige Schlußfolgerung, daß vor 11 000 Jahren basanitischs Magma in der Oberkruste vorhanden war und z.T. eruptiert wurde. LORENTZEN & BERKHEMER (1976) fanden im Laacher See Becken eine starke positive geomagnetische Anomalie, die sie durch eine späte Intrusion mafischer Schmelzen in das Diatrem des Laacher See Vulkans interpretieren. Dies und die Magmenmischung sind deutliche Hinweise für ein Nachströmen primärer Schmelzen in das zum Teil entleerte Magmensystem des Laacher See Vulkans

VII.5 Das Magmensystem des Laacher See Vulkans und sein geothermisches Potential

VII.5.1 Volumenbilanz des Laacher Magmensystems

Alle hier berechneten Teilvolumina der Magmen des Laacher See Vulkan beruhen zu gleichen Teilen auf Volumenbestimmungen der eruptierten Teilmagmen durch Paul v.d.Bogaard sowie den Ergebnissen der Fraktionierungsberechnungen dieser Arbeit (s. Abb.86). Bei den Daten über die eruptierten Teil- und Totalvolumina des Laacher Phonoliths handelt es sich um vorläufige Minimalwerte, Teilergebnisse aus der Dissertation von Paul v.d.Bogaard, die er für dieses Kapitel freundlicherweise zur Verfügung gestellt hat. Er wird in einem Teil seiner Dissertation (BOGAARD, in Vorb.) Methoden, verfeinerte Daten und die abschließende Diskussion über das geothermische Potential des Laacher See Vulkans präsentieren.

Die relativen Volumina von Ausgangs- und Derivatschmelzen lassen sich aus den Massenbilanzrechnungen des Hauptelementfraktionierungsmodells ableiten. Dabei wird hier nicht versucht, die Ergebnisse der Massenbilanzrechnungen auf Volumen% umzurechnen. Diese Korrektur wäre relativ klein (maximal + 10%) und durch die nur grobe Volumenbestimmung nicht gerechtfertigt. Der Einfluß zusätzlicher Differentiationsmechanismen ist ebenfalls relativ klein ($\pm 5\%$) und wird später diskutiert.

Das Volumen an mafischem OLP-Phonolith, aus dem sich durch progressive fraktionierte Kristallisation die chemisch zo-

nierte Magmenkammer mit den sukzessiv höher differenzierten Teilschmelzen ableiten läßt, ergibt sich aus dem Integral der Beziehung zwischen den eruptierten Teilvolumina und dem Fraktionierungsgrad der einzelnen Teilschritte. Diese Beziehung ist in Abbildung 93 dargestellt, in dem die vorläufig abgeschätzten Volumina der Teilmagmen (BOGAARD, 1981, pers. Mitt.) kumulativ gegen die jeweiligen Volumenverhältnisse Ausgangsschmelze/Derivatschmelze aufgetragen sind. Das Integral dieser Beziehung, d.h. die Fläche unter der Kurve ergibt ein ursprüngliches Volumen an Ausgangsschmelze von $17,3 \text{ km}^3$. Der relativ steile Anstieg der Kurve zwischen OLP und OMLP (a) erklärt sich aus den steilen chemischen Gradienten an dieser Grenze. Dagegen deutet der steile Anstieg zwischen UMLP und ULP (b) möglicherweise auf den Einfluß zusätzlicher Differentiationsmechanismen, wodurch sich bei der Massenbilanzrechnung $1026 \text{ UMLP} - 1017 \text{ ULP}$ ein zu hoher Fraktionierungsgrad ergäbe. Eine Extrapolation der Kurve mit einer "MLP"-Steigung ergibt bei einer Neuberechnung ein phonolithisches Ausgangsvolumen von nur $15,9 \text{ km}^3$. Daraus ergibt sich ein Mittelwerte von $16,6 \pm 0,7 \text{ km}^3$, der im Folgenden für die weiteren Betrachtungen verwendet wird. Nach den Ergebnissen von Kapitel VII.2.1 kann dieses Volumen an mafischem Phonolithausgangsmagma etwa aus der dreifachen Menge an primärer basanitischer Ausgangsschmelze abgeleitet werden. Das ursprüngliche Gesamtvolumen primären Magmas des Magmensystems des Laacher See Vulkans beträgt somit ca. $56 \pm 5 \text{ km}^3$. Nach der Eruption von $5,3 \text{ km}^3$ phonolithischen Laven vor 11 000 Jahren muß also ein Volumen von rund 50 km^3 an fraktionierten Phasen in der Kruste verblieben sein. Damit stellt der eruptierte Teil des jungen Magmensystems des Laacher See Vulkans nur einen kleinen Teils des Gesamtvolumens dar (10%). Das berechnete Gesamtvolumen des in der Kruste verbliebenen Körpers von $56 \pm 5 \text{ km}^3$ stellt aus verschiedenen Gründen eine konservative Minimal-Abschätzung dar:

a) Bei der Berechnung des eruptierten Tephrevolumens, wie auch bei der darauf basierenden Berechnung des Magmenvolumens, wurden grundsätzlich Minimal-Ansätze verwendet. Insbesondere

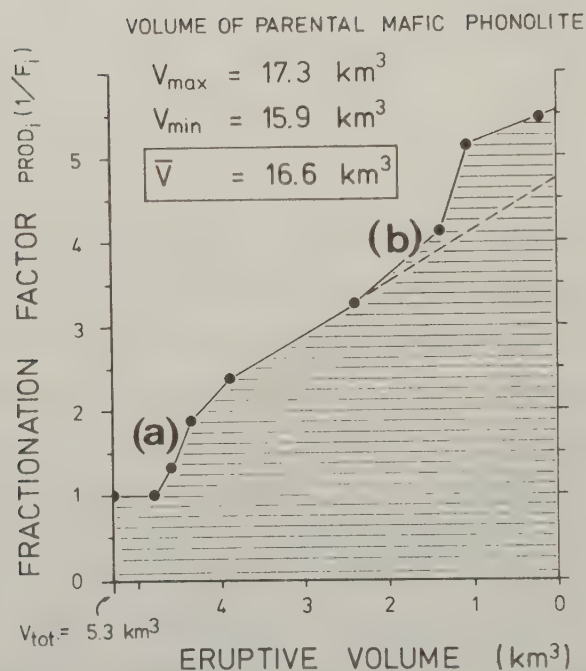


Abb. 93: Die Beziehung zwischen den einzelnen Teilvolumina der geschichteten Laacher See Magmakammer (unterstes ULP = 0 km^3 , oberstes OLP = OLP+MLP+ULP = 5.3 km^3 , BOGAARD, vorläufige Daten, pers. Mitt., 1981) und dem Volumenverhältnis von Ausgangs und Derivatschmelze aller entsprechenden Differentiationsschritte (diese Arbeit), z.B. : (F = Fraktion an produzierter Derivatschmelze)

$$1/F_{1075-1060} \times 1/F_{1060-1050} \times 1/F_{1050-1044} \times 1/F_{1044-1034} = 3.25$$

aufgetragen gegen das Teilvolumen von 1075 bis 1034 = ca. 3.8 km^3
 a) = Übergang OLP nach OMLP, b) = Übergang UMLP nach ULP, die gestrichelte Linie entspricht der Extrapolation der MLP-Steigung nach ULP.

Das Gesamtvolumen an mafischer Phonolith-Ausgangsschmelze ergibt sich aus dem Integral (Fläche) dieser Beziehung. Das Volumen der untersten Magmaschicht und der Mischlaven wird nicht durch Fraktionierung modifiziert ($1/F = 1$).

wurde der Anteil feinstkörniger Aschen, die überwiegend außerhalb der 1 mm Mächtigkeitslinie der Tephraablagerung abgelagert wurde, nicht in die Volumenberechnung mit einbezogen (BOGAARD, 1981, pers. Mitt.).

b) Das Volumen der Intergranularschmelze zwischen den akkumulierten Kristallen kann zusätzlich noch etwa 10 Vol% betragen.

c) Die Mischung von basanitischer und phonolithischer Schmelze, die durch die letzten Förderprodukte des Laacher See Vulkans belegt sind, beweist, daß primitive Schmelzen noch vor ca. 11 000 Jahren in die Oberkruste der Osteifel aufgestiegen sind. Dies deutet auf eine Wiederauffüllung des teilweise entleerten Magmensystems. Damit erhöht sich das Gesamtvolumen des abkühlenden Körpers um einen zusätzlichen Betrag, der aber nicht abgeschätzt werden kann.

d) Das eruptierte Volumen von $5,3 \text{ km}^3$ kann nur zum kleinen Teil durch den Einbruch des Laacher Beckens aufgefüllt werden (Beckenvolumen, großzügig berechnet = $0,2\text{-}0,4 \text{ km}^3$). Ein Nachströmen von basanitischer Schmelze, angedeutet durch viele Beobachtungen, ist daher geradezu notwendig, um das eruptierte Volumen zu ersetzen.

e) Es ist unwahrscheinlich, daß gerade so viel Basanitschmelze vor dem Beginn der Differentiation im Mantel gebildet wurde und in die Kruste aufgestiegen ist, wie gerade zur Bildung des Laacher Phonoliths notwendig war, vielmehr ist das Primärmagma des Phonoliths selbst nur ein Teil der unter dem (aktiven?) Vulkanfeld der Osteifel produzierten Schmelzen (wenn man die Produktion und Differentiation von Osteifelmagmen in einem etwas größeren erdgeschichtlichen Rahmen stellt, Wehrer und Riedener Phonolith-Vulkane nur wenige km entfernt). Das heißt, daß vermutlich auch heute noch Magmen unter der Osteifel produziert werden und möglicherweise in der Kruste differenzieren.

VII.5.2 Das Magmensystem des Laacher See Vulkans

Aus den Massenbilanzrechnungen und dem darauf basierenden Fraktionierungsmodell läßt sich nicht ableiten, wo in der Kruste dieser Teil des Gesamtsystems heute steckt. Hierüber und über die Geometrie des abkühlenden Kumulatkörpers läßt sich nur spekulieren:

Der mafische OLP-Phonolith hat nicht die Haupt- und Spurenelementmerkmale eines unter Manteldrücken durch fraktionierte Kristallisation entstandenen Phonoliths (s.o.). Trotzdem deutet die Fraktionierung von Amphibol im Basanit - Phonolith - Trend möglicherweise auf höhere Bildungsdrucke (z.B. Kruste/Mantel-Grenze oder Unterkruste). Daher begann der Differenzierungsprozess vermutlich schon in der Unterkruste (bzw. Kruste/Mantel-Grenze). Andererseits gibt es gute Argumente für die Entwicklung der höher differenzierten MLP und ULP-Teilmagmen in einer oberflächennahen Magmakammer, nicht tiefer als etwa 6 km (s.Kap.II.4, VI.2, VII.2).

Geometrische Formen von Magmenkörpern in der Erdkruste können vielfältig sein: SMITH (1979), HILDRETH (1979), McBIRNEY (1980) z.B. gehen, besonders für große, rhyolithische Magmakammern, von mehr oder weniger flachen kissenartigen Formen aus. Für chemisch besonders stark zonierte Systeme postuliert SMITH (1979) oberflächennahe zylindrische Körper mit einer relativ großen vertikalen Erstreckung. Verglichen mit dem Magmakammer-volumen der großen rhyolithischen Systeme ($100-10000 \text{ km}^3$, SMITH, 1979) ist das berechnete Volumen (56 km^3) des Laacher See Magmensystems klein und die chemischen Unterschiede der Teilmagmen sind extrem. Deshalb kann hier, zumindest im Bereich der Oberkruste ein zylindrischer Magmenkörper angenommen werden, an dessen oberem Teil sich im Laufe der Differenziation die zonierte Laacher See Phonolithmagmakammer entwickelt hat.

Basierend auf den Ergebnissen dieser Arbeit, sind in Kombination mit den Volumenmessungen der eruptierten Teilvolumina (BOGAARD, in Vorb.) - stark vereinfacht - zwei Grenzfälle von Magmakammermodellen denkbar:

A: Das gesamte Volumen von 56 km^3 an basanitischer Ausgangsschmelze ist aus dem Erdmantel direkt in die Oberkruste der Ostefel aufgestiegen und beginnt dort zu differenzieren. Im Oberteil der Intrusion entwickelt sich im Spätstadium der Differentiation die chemisch zonierte Restschmelze ($5,3 \text{ km}^3$), die schließlich aus einer Tiefe von 3-6 km vor 11 000 Jahren, lange nach der Intrusion eruptiert wird. Der in der Oberkruste verbliebene Kumulatkörper hat in diesem Fall ein Volumen von etwa 50 km^3 und eine ursprüngliche Intrusionstemperatur von ca. 1100°C .

B: Der Differentiationsprozess des Basanitmagmas (56 km^3) begann schon an der Grenze Erdmantel/Kruste. Die Derivatschmelze (mafischer Phonolith, $16,6 \text{ km}^3$) steigt aufgrund ihrer reduzierten Dichte in die Oberkruste auf und sammelt sich dort in einer Magmakammer an. Unter geringen Drucken beginnt nun die Kristallisation und Fraktionierung von Feldspäten, es entwickelt sich die chemisch zonierte Phonolithmagma-kammer ($5,3 \text{ km}^3$) über einem Kumulatkörper von $11,3 \text{ km}^3$.

Diese beiden entgegengesetzten Möglichkeiten sind in Abbildung 94 schematisch und in Abbildung 95 in Form eines modellhaften Krustenprofils dargestellt. Die Wahl zwischen diesen beiden Modellen (A,B) hat einen entscheidenden Einfluß auf die Abschätzung des geothermischen Potentials des Laacher See Magmensystems (bzw. seine "Zugänglichkeit" von der Erdoberfläche).

Die Modelle A und B stellen keinen Widerspruch, sondern evtl. eine dynamische Entwicklung des gesamten Laacher Magmensystems dar. Der Differentiationsprozess beginnt an der Grenze Kruste/Mantel. Durch die Erniedrigung der Dichte der Derivatschmelzen steigt diese unter fortgesetzter Fraktionierung (flow-differentiation) auf. Der mafische Phonolith, das Resultat dieses Differentiationsprozesses sammelt sich in einer oberflächennahen Magmakammer, vermutlich im Bereich der Dichtediskontinuität zwischen höhergradig regionalmetamorphen Glimmerschiefern ("basement", vgl. WÖRNER et al, im Druck) und devonischen Gesteinen. Hier entwickeln sich schließlich die

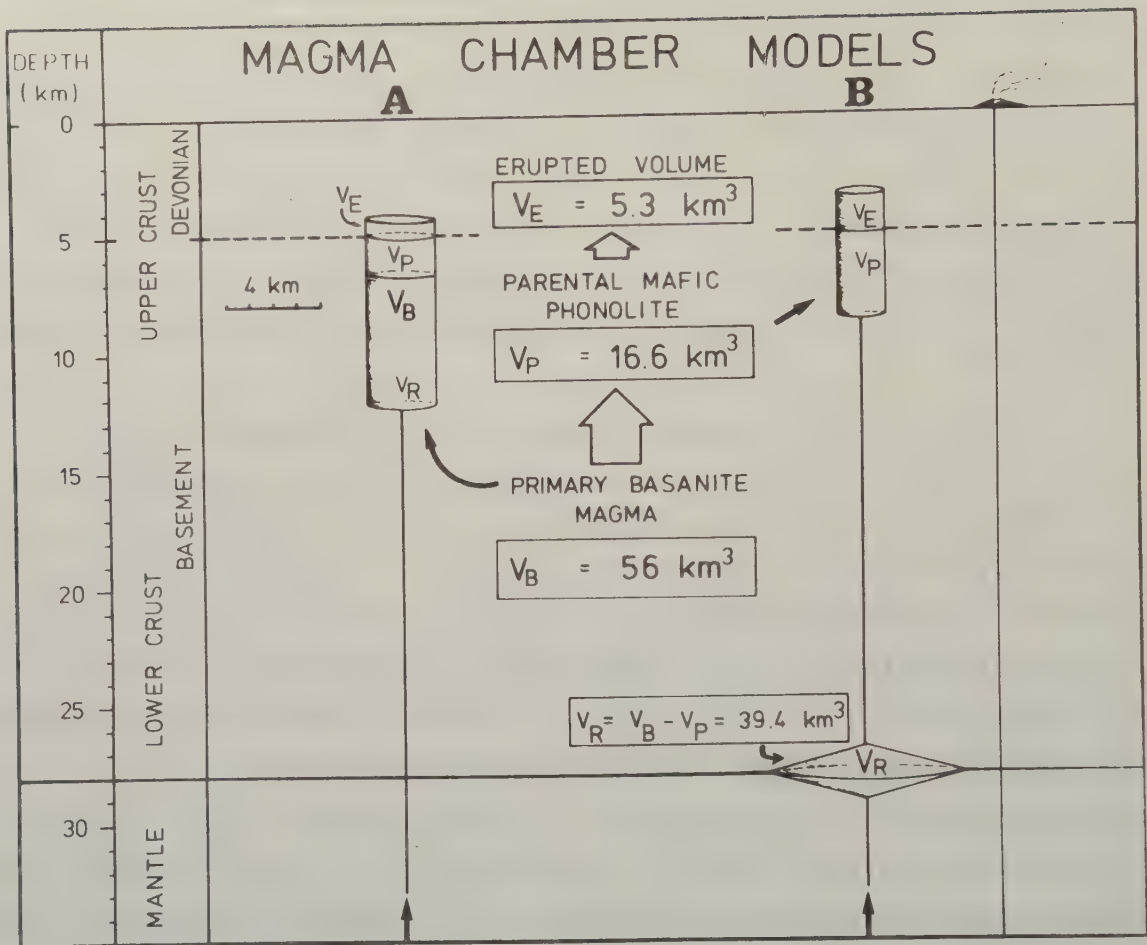


Abb.94: Schematische Darstellung der zwei Magmakammermodelle A und B.

höher differenzierten MLP und ULP-Teilmagmen, flüchtige Bestandteile werden in ULP angereichert. Ausgelöst durch den Temperatur- und Dichtegradienten in der Restschmelze werden zusätzliche Differentiationsmechanismen wirksam. Die resultierende, geschichtete Restschmelze ($5,3 \text{ km}^3$) überlagert einen großen ($V_{\min} = 11,3 \text{ km}^3$), langsam abkühlenden Körper von akkumulierten (fraktionierten) Kristallen. Dieser Kumulatkörper entspricht möglicherweise einer "layered intrusion", ganz ähnlich dem Intrusivkomplex von Skaergaard.

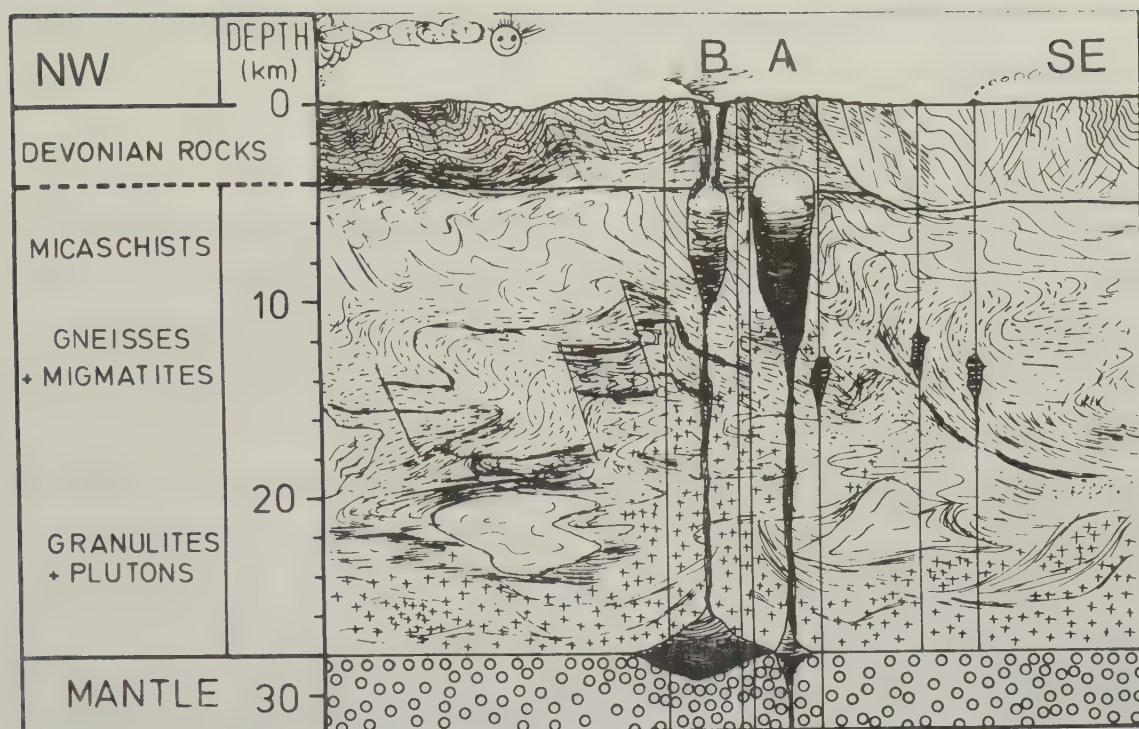


Abb.95: Modellhafte Darstellung der Magmakammer-Modelle am Beispiel des Laacher See Vulkans (A) und des Wehr Vulkans (B) in der Kruste der Ostifel. Die Krustenstratigraphie wurde von WÖRNER et al (im Druck) übernommen, die Darstellung der Unterkruste entspricht dem Modell von SMITHON & BROWN (1977).

Die Differentiation der mafischen Phonolithschmelze resultiert wieder in einer signifikanten Dichteerniedrigung der Schmelzen. Daraus resultiert der weitere langsame Aufstieg in die devonischen Gesteine (vgl. Magmakammermodell, Abb.10 und Abb.95). In einer Tiefe von 2-3 km erreicht die Phonolithschmelze durch die kontinuierliche Anreicherung von flüchtigen Bestandteilen im Oberteil der Magmakammer (ULP) und/oder durch die gleichzeitige Reduzierung des Umschließungsdrucks (Aufstieg) die Sättigungsgrenze. Die Eruption wurde entweder ausgelöst durch eine beginnende Entgasung, wodurch eine drastische Dichtereduzierung resultiert, die

ihrerseits einen verstärkten Auftrieb und beschleunigten Aufstieg zur Folge hat (Aufstieg - Druckentlastung - Entgasung - Auftrieb - Aufstieg.... usw.) oder durch eine initiale Explosion am Kontakt zwischen Magma und zirkulierenden Tiefenwässern.

VII.5.3 Geothermische Betrachtungen

Zu diesem Problemkreis können hier nur einige Gedanken entwickelt werden. Eine abschließende Diskussion über das geothermische Potential des Laacher See Vulkans wird erst möglich sein, wenn die endgültigen Volumendaten und detaillierte Abkühlmodellrechnungen vorliegen (BOGAARD, in Vorb.).

Die ca. 750 m tiefe Forschungsbohrung bei Ochtendung in der Osteifel, ca. 10 km vom Laacher See entfernt (KAPPELMEYER, 1977) konnte keinen erhöhten Wärmestrom in der Kruste nachweisen. Offensichtlich lag die Bohrung zu weit von einer möglichen Wärmeanomalie unter dem jüngsten und größten Vulkan der Osteifel entfernt. Denn junge Intrusionskörper bewirken nur in ihrer direkten Umgebung (je nach Größe 0-2 km) eine thermische Anomalie (KAPPELMEYER, 1977). Es war ein Aspekt dieser Arbeit, zu untersuchen, ob der Laacher See Vulkan bzw. das Magmensystem des Laacher See Vulkans möglicherweise eine geothermische Anomalie in der Kruste der Osteifel unter dem Laacher See verursacht hat und wenn ja, einige grundlegende Daten zur Abschätzung des geothermischen Potentials dieser Anomalie zu erarbeiten.

Das geothermische Potential eines Magmensystems hängt von drei wesentlichen Faktoren ab:

- a) Alter
- b) Volumen (s.o.)
- c) Temperatur

Seine Zugänglichkeit von und seine Wirkung an der Erdoberfläche werden bestimmt durch die Tiefe, die Art und die hydrologischen Eigenschaften der Krustengesteine.

Der hochdifferenzierte Teil des Laacher Magmensystems wurde vor 11.000 Jahren eruptiert. Da der Differentiationsvorgang mit einer Abkühlung von ca. 1100°C (Basanit) auf 800°C (Phonolith) verbunden ist, kann bei stark vereinfachten Magmakammerparametern (kugelsymmetrisch, $\varnothing = 2-4 \text{ km} \hat{=} 16-60 \text{ km}^3$) auf eine Abkühldauer von ca. 40.000-60.000 Jahren geschlossen werden (SPERA, 1980). Seit etwa 50.000-70.000 Jahren müßte danach das Magmensystem des Laacher See Vulkans seine Wärme an die Krustengesteine abgeben. Abkühldauer, Temperatur und Tiefe der/des Körpers hängen entscheidend ab von der Konfiguration des gesamten Magmensystems unter dem Laacher See Vulkan (s.o., Abb.94,95, Modelle A,B).

Bei einer konservativen Abschätzung einer möglichen geothermischen Anomalie muß von einem 15 km^3 -großen, ca. 800°C heißen (zylindrischen) Intrusionskörper zwischen 5 und 10 km Tiefe ausgegangen werden. Vor 11.000 Jahren hatte dieser in der Oberkruste verbleibende Kumulatkörper eine Mindesttemperatur von 800°C . Nach den Abkühlungsmodellen (kugelsymmetrischer) Körper von SPERA (1980) kann sich die Temperatur bis heute nur unwesentlich erniedrigt haben, da die Abkühlung ausschließlich durch Wärmeleitung (konduktiv) erfolgen kann. Weder im Kumulatkörper selbst noch im relativ "trockenen" Krustengestein können sich konvektive Wärmetransporte entwickeln. Nach dem Vergleich mit Abkühl-Modellrechnungen (KAPPELMEYER, 1977) könnte der hier postulierte Körper 40.000 Jahre nach der Intrusion (heute) einen erhöhten Wärmefluß weder an der Erdoberfläche am Laacher See und erst recht nicht in der 750 m tiefen Forschungs-Bohrung bei Ochten-dung (10 km entfernt vom Laacher See Vulkan!) nachgewiesen werden. Selbst ein 10.000 bis 50.000 Jahre junger Intrusionskörper von 200 km^3 , in einer Tiefe zwischen 3 und 11 km wäre heute an der Erdoberfläche noch nicht nachzuweisen. Auch in 800 m Tiefe (s.o.) würde ein solch großer Körper 10.000 - 50.000 Jahre nach der Intrusion nur in einem Abstand von wenigen Kilometern (3-4 km Durchmesser!) durch einen erhöhten Wärmestrom zu belegen sein. Der leicht erhöhte Wärmefluß im Bereich des Laacher See Beckens (HÄNEL, 1971; KESSELS

et al., 1980) geht vermutlich auf die Wärmeanomalie unter dem Laacher See Vulkan zurück, ist jedoch nur zu erklären durch den effektiveren Wärmetransport durch zirkulierende Wässer oder aufsteigende CO₂-Gase im Schlotbereich des Laacher Vulkans.

Die Tatsache, daß weder die Bohrung Ochtendung noch die Wärmestrommessungen im Laacher See Becken eine eindeutige und signifikante Erhöhung des terrestrischen Wärmestroms registrieren konnten, steht im Einklang mit dem hier postulierten Modell der jungen Laacher See Magmakammer mit ihrem geothermischen Potential in der Oberkruste der OSTEIFEI.

VIII. Das Modell, kurz und bündig

Im oberen Erdmantel unter dem Vulkangebiet der quartären OSTEIFEI werden spätestens seit dem Beginn der vulkanischen Aktivität primitive basanitische (und nephelinitische) Magmen durch partielles Aufschmelzen von Mantelmaterial produziert. Diese Schmelzen steigen aus dem Erdmantel auf und werden entweder schnell als Basanite direkt in Schlackenvulkanen gefördert oder sie beginnen in der Erdkruste zu differenzieren. Bei nur kleinen Ansammlungen von Magma resultieren durch Cpx-dominierte fraktionierte Kristallisation leicht differenzierte tephritische Schmelzen, die entweder zusammen mit dem Basanit (Rothenberg Vulkan) oder in reinen Tephritschlackenkegeln (Krufter Ofen Vulkan) gefördert werden. Unter bestimmten (unbekannten) Umständen sammelt sich ein größeres Volumen von relativ H₂O-reicher Basanitschmelze (56 km³) an der Grenze zwischen oberem Mantel und Unterkruste an. Hier beginnt das Magma zu differenzieren. Die Derivatschmelze steigt wegen ihrer geringeren Dichte langsam weiter

auf und hat sich schließlich durch die fortgesetzte Fraktionierung vom Amphibol, Klinopyroxen und anderen Phasen zu einem mafischen Phonolith entwickelt, der sich in der Oberkruste zwischen höhergradig metamorphen Gesteinen und den devonischen Schichten ansammelt. Der Unterschied der chemischen Zusammensetzung zwischen Basanit und Phonolith ist sehr groß, so daß eine große Menge an Kristallen fraktioniert werden müssen. Der Phonolith geht daher etwa auf ein dreieinhalbfaches Volumen an basanitischer Ausgangsschmelze zurück. Aus einem Gesamtvolumen von $16,6 \text{ km}^3$ mafischer phonolithischer Schmelze entwickelte sich unter dem Laacher See Vulkan durch progressive Kristallisationsdifferentiation ein zonierter, z.T. hochdifferenzierter phonolithischer Magmenkörper in einer Tiefe von 3-6 km. Die Übergänge zwischen diesen zwei Differentiationsstadien waren vermutlich fließend, so daß wahrscheinlich ein progressiver Kristallfraktionierungsprozess vorliegt. Die Restschmelze von $5,3 \text{ km}^3$ im Oberteil des abkühlenden Magmenkörpers (Abb.95) hat sich während des letzten Stadiums der Entwicklung entweder in einem separaten Magmareservoir noch höher in der oberen Kruste angesammelt oder ist als oberste Schicht der Intrusion über dem Kumulatrückstand verblieben. In jedem Fall lag die zonierte phonolithische Magmakammer in einer Tiefe zwischen 3-6 km. Im späten Stadium der Differentiation wird die phonolithische Schmelze durch liquidmagmatische Differentiationsmechanismen modifiziert. Dadurch werden insbesondere die inkompatiblen Spurenelemente, Natrium (und Halogene) in der obersten Magmaschicht angereichert. Die Temperatur des phonolithischen Magmakörpers variiert zwischen 880°C an der Basis und 800°C im Oberteil. Das Nebengestein besteht im oberen Teil aus devonischen Schiefern, Grauwacken und Sandsteinen, an der Basis aus höhergradig metamorphen Grünschiefern und amphibolithfaziellen Glimmerschiefern. Plutonische Gesteine am Magmakammerrand gehen entweder auf frühere Intrusionen zurück oder stellen auskristallisierte Apophysen des Laacher Phonolithmagmas dar. Unter der Wirkung der phonolithischen Schmelze werden die Nebengesteine während der Differentiation kon-

taktmetamorph geprägt, ein großer Teil mehr oder weniger stark angeschmolzen. Daraus resultiert eine Kontamination des Phonoliths durch partielle Schmelzen aus den Krustengesteinen. An der Basis des Magmakörpers, die aus Kristallakkumulaten besteht, mischt sich vor der Eruption frisch nachgeströmte basanitische Schmelze mit dem Phonolithmagma (Abb.95). Das Volumen der zonierten, hochdifferenzierten Magmakammer wird durch die Eruption vor 11.000 Jahren schnell (Tage, Wochen) entleert, wobei sukzessiv tiefere Magmenschichten gefördert werden. Daraus resultiert die kontinuierliche Abfolge der chemisch und mineralogisch zonierten pyroklastischen Serie des Laacher See Vulkans.

A P P E N D I X

IX. APPENDIX

IX. 0.1 Definitionen und Abkürzungen

Der Begriff Akkumulation (Kristallakkumulat) beinhaltet den Vorgang einer magmatischen Kristallanreicherung bzw. das daraus resultierende Gestein. Diese Anreicherung kann, muß aber nicht durch gravitatives Absaigern (oder Aufsteigen) von Einsprenglingskristallen erfolgt sein. In situ Kristallisation von gebänderten Intrusionen (s. MCBIRNEY & NOYES, 1979) führt demnach ebenso wie Flotation von spezifisch leichteren Phasen, Fließdifferentiation und Magmakammerrand-Kristallisation zur Bildung von Kumulatgesteinen. Diese Begriffsbestimmung ist stark verallgemeinernd, jedoch ermöglicht sie hier eine interpretationsfreie Benennung und Beschreibung von kristallreichen Gesteinen aus einer differenzierenden Magmakammer.

Assimilation (Kontamination) bezeichnet den Vorgang der chemischen Veränderung einer Schmelze durch die Aufnahme von Material einer anderen chemischen Zusammensetzung. Sie kann auf die vollständige "Verdauung" eines Nebengesteins, die Aufnahme von partieller Kontaktgesteinsschmelze oder Stoffdiffusion vom Nebengestein in das Magma zurückgehen.

Differentiation umfasst alle magmatischen Vorgänge, die zur chemischen Entwicklung einer primären Schmelze führen (Kristallfraktionierung, Gastransport, Diffusion), wobei diese durch Festkörper-Schmelze, Schmelze-Gas und Schmelze-Schmelze - Gleichgewichte kontrolliert werden können. Assimilation durch Nebengestein führt nicht zur Differentiation einer Schmelze.

Kompatible und inkompatible Spurenelemente : Ein kompatibles Element wird bei der Kristallisation eines Einsprenglings (oder Einsprenglingsvergesellschaftung) bevorzugt in die Kristalle eingebaut und dadurch der Restschmelze entzogen. Dagegen werden inkompatible Spurenelemente in der Restschmelze angereichert, weil sie auf Grund ungeeigneter Ionenradien bzw. Ladung nicht in die kristallisierenden Phasen eingebaut werden können. Ein Spurenelement kann für die eine Mineralphase kompatibel sein (z.B. Sr in Plagioklas), für die andere jedoch inkompatibel (Sr in Pyroxen). Wird ein Spurenelement in einer Differentiationsserie zunächst angereichert (inkompatibel), dann aber durch das (vermehrte) Auftreten einer bestimmten Mineralphase abgereichert (kompatibel), so ist es im Bezug auf die gesamte Abfolge semikompatibel.

Der Verteilungs - bzw. Konzentrationskoeffizient eines Minerals ist das Konzentrationsverhältnis eines Spurenelements (TE, trace element) zwischen einem Kristall (C_s^{TE}) und der Schmelze (C_l^{TE}), aus der der Kristall ausgeschieden wird. Der Verteilungskoeffizient z.B. für Sr in Plagioklas (Plag) ist :

$$K_{\text{Plag}}^{\text{Sr}} = C_{\text{Plag}}^{\text{Sr}} / C_l^{\text{Sr}}$$

Dabei kann bei Gleichgewichtskristallisation nach der Erstarrung des Gesteins die Konzentration des Spurenelementes in der Schmelze der der Gesteinsmatrix (C_M^{TE}) gleichgesetzt werden, bei völlig kristallisierten Gesteinen der Spurenelementkonzentration des Gesamtgesteins.

Kristallfraktionierung beschreibt einen Prozeß der Differentiation einer Schmelze durch die Trennung von kristallisierten Phasen und Restschmelze, die auf verschiedenen Mechanismen beruhen kann (Filterpressing, Absaigern, Flotation, Fließdifferentiation u.a.).

Magmakammer bezeichnet die Ansammlung von Magma in einem Reservoir variablen Volumens, Geometrie und Tiefe im festen Gestein der Lithosphäre.

Magmenmischung : Dieser Vorgang wird von ANDERSON (1976) wie folgt definiert : Magmenmischung als petrogenetischer Prozeß ist dann nachgewiesen, wenn drei wesentliche Kriterien erfüllt sind :

- a) Zwei oder mehr Mischglieder müssen ganz oder teilweise flüssig gewesen sein.
- b) Die chemische Zusammensetzung der Mischglieder muß signifikant unterschiedlich sein.
- c) Die Hybridschmelze muß hinreichend homogen sein.

Diese Definition wird hier nur zum Teil übernommen:

Im Gegensatz zu ANDERSON (1976) wird hier unter Magmenmischung auch die Vermischung zweier chemisch ähnlicher, durch Differentiationsprozesse auseinander oder aus einem gemeinsamen Ausgangsmagma hervorgegangene Teilschmelzen eines Systems verstanden. Magmenmischung hat auch dann stattgefunden, wenn nicht eine vollständig homogene Hybridschmelze resultiert. Bänderbimse mit chemisch kontrastierenden Komponenten sind demnach ein Hinweis auf Magmamischung, die allerdings nur unvollständig abgelaufen ist.

Ein primitives Magma ist eine Ausgangs - bzw. Mutterschmelze, die durch Differentiation eine chemische Veränderung erfahren kann. Diese Schmelze kann, muß aber nicht eine primäre Mantelschmelze sein. Das Produkt der Differentiation einer primitiven Schmelze

(Mutter- oder Ausgangsschmelze) bildet die Tochter- oder Derivatschmelze. Unter einer primären Schmelze ist ein undifferenziertes Mantelmagma zu verstehen. Primitive Schmelzen können entweder unverändert erup-tiert werden, oder sie bilden das Ausgangsmagma für eine differenzierte Schmelze.

Zonierte bzw. geschichtete Magmakammern sind Magmare-servoirs, die in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung und anderen, daraus resultierenden, bzw. damit verknüpften Parametern (z.B: PH_2O , fO_2 , T , Viskosität, Dichte etc.) Gradienten besitzen. Dabei ist eine geschichtete Magmakammer der Spezialfall einer zonierten, mit einem oder mehreren steilen, vertikalen Gradienten zwischen zwei chemisch relativ homogenen Teileinheiten.

IX. 0.2 Abkürzungen

Amph	: Amphibol
Biot	: Biotit
BO	: "Bridging Oxygens" (Brücken-bildende Sauerstoffe)
Can	: Cancrinit
C_M	: Konzentration eines Elements in der Gesteinsmatrix
C_S	: Konzentration eines Elements in einer festen (solid) Phase (Einsprenglinge)
C_O	: Konzentration eines Element in der Ausgangsschmelze
C_I	: Konzentration eines Elements in der Derivatschmelze
Cpx	: Klinopyroxen
EMS	: <u>E</u> lektronen <u>M</u> ikro <u>s</u> onde
F	: Mengenanteil (Fraktion) der Derivatschmelze von der ursprünglichen Ausgangsschmelze
Fsp	: Feldspat
Ha	: Hauyn
INA	: Instrumentelle Neutronen Aktivierung

K	: Verteilungs- bzw. Konzentrationskoeffizient $K = C_S / C_L$, wobei $C_L = C_M$ sein kann
K_{bulk}	: Gesamtverteilungskoeffizient einer Mineral- (Einsprenglings-) Vergesellschaftung $K_{\text{bulk}} = \sum x_i K_i$ (x_i = Gew. Anteile der einzelnen Mineralphasen mit dem Verteilungskoeffizienten K_i)
$\log \eta$	: Logarithmus zur Basis 10 der Viskosität η in poise
Mt	: Magnetit
NBO	: "Non bridging oxygen" (Nicht Brücken-bildender Sauerstoff)
Ne	: Nephelin
Ol	: Olivin
Phlog	: Phlogopit
Plag	: Plagioklas
RFA	: Röntgenfluoreszenzanalyse
SE	: Seltene Erden Elemente (=REE, rare earth elements)
Sph	: Sphen (Titanit)
T	: Tetraeder-Positionen bzw. Temperatur in °C
TE	: Spurenelement (trace element)
XF	: Volumenfraktion von Einsprenglingen eines Gesteins
XV	: Volumenfraktion von Blasen Hohlräumen (vesicles) eines Gesteins
Zir	: Zirkon (Pyroxen-Endglieder siehe S. 232)

IX. 1 Probennahme und Probenaufbereitung

IX. 1.1 Gesamtgesteinsproben

Insgesamt wurden in vier Aufschlüssen ca. 100 Proben entnommen, die lückenlos die gesamte Abfolge der Laacher Pyroklastika repräsentieren. Die Probenmengen variieren zwischen etwa 10 kg und 0.5 kg (ULP-Bimsproben bzw. OLP-Proben). Probennummern laufen von 1001 - 1101 (unterstes ULP bis oberstes OLP). Um die Variation der komagmatischen Komponenten innerhalb einer Einzelschicht zu erfassen, wurden von einer Schicht z.T. mehrere unterschiedliche Phonolithproben gesammelt (z.B. 1060-1 bis 1060-5). Dabei markiert der Zusatz "-1" zur Probennummer generell den häufigsten und repräsentativen Bimstyp einer Einzelschicht (Ausnahme : 1060-1 am Übergang OMLP-OLP). In Abbildungen 96 bis 100 ist das stratigraphische Profil der Laacher Pyroklastika in den beprobten Lokalitäten und die Einzelschichten mit den Probennummern dargestellt (Lokalität Lok 82, R 259168 H 558464; Lok 15, R 259270 H 558610; Lok 9, R 259100 H 558464; Meßtischblatt MAYEN). Tabelle T1 gibt eine Übersicht über die entnommenen Proben und die daran durchgeführten Analysen.

Die teilweise feuchten Proben wurden bei etwa 70°C im Trockenschrank getrocknet und mit einem Nylonhammer vorzerkleinert. Bei harten (OLP-) Proben mußte zur Zerkleinerung eine nylonverkleidete hydraulische Presse verwendet werden. Die so vorzerkleinerten Proben wurden danach durch ein Nylonsieb gesiebt und die verbliebenen größeren Bruchstücke erneut zerkleinert. Unter dem Binokular wurden, nach der notwendigen Reduzierung der Probenmenge im Proben-teiler, alle Fremdgesteinseinschlüsse sowie Bruchstücke von Subvulkaniten und Kristallakkumulaten.

Proben-nummern	PROFIL	Mächtigkeit in cm	Schicht- nummer	Einheit (röm.)	Einheit	Bemerkungen
1024		100	B2	VII	UMLP	4 monotone, relativ schlecht sortierte Lagen
1023						
1022						
1021						
1020		85		VI	UMLP	"Frauenkirch"
1019						
1018		40	c a b	V	UMLP	
1017						
1016		5		VI	UMLP	
1015		10			UMLP	3-er Britz m. 2 Airfall-Lagen. 2 Einheiten a' 2 Lagen grauer streifiger Airfall
1014						
1013		30	f ₃	III	UMLP	2 gradierte Airfall-Lagen Britz
1012						
1011		3			UMLP	graus Staubband invers gradierte Airfall-Lage
1010						
1009		5-8	f ₂		UMLP	3 "schwache" Britzen 2 grobe Airfall-Lagen
1008						
1007		20	f ₁		UMLP	"fette" Britz 6 grobe Airfall-Lagen
1006						
1005		6-9	e		UMLP	
1004						
1003		200	d	II	ULP	
1002						
1001		25	c		ULP	a.d. Basis viel Schlacke-Xenolithe verfestigter Tuff mit Bimsen
		2-5	a + b	I	ULP	Boden m. Blatt u. Wurzelresten Basis, tertiärer Ton
		5-15			ULP	

Abb. 96 : ULP und UMLP - Bimslappili-Schichten in Lokalität LOK 82, Probennummern 1001 - 1024
Stratigraphie nach SCHMINCKE (1074, 1977) und STAPS (1976).

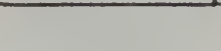
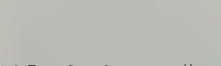
Probennummern	PROFIL	Mächtigkeit in cm	Schichtnummer	Einheit (rom.)	Einheit	Bemerkungen
		550	A	XI	MLP	massiger Aschenstrom
1029		250	A	X		
		10	B3			3 Bimslagen zwischen zwei dünnen Aschenströmen
1028		20	A3			
1027			B2			
1026			A2			
			B1			
		260	A1	IX		massiger Aschenstrom
1025		15	B			Bimslapilli-Lage
		110	A	VIII		massiger Aschenstrom mit gerundeten Bimsen, a.d. Basis angereichert

Abb. 97 : MLP- Aschenströme in Lokalität LOK 15, Nordwand, probennummern 1025 - 1029
Stratigraphie nach SCHMINCKE (1974, 1977) und RISSE (1976).

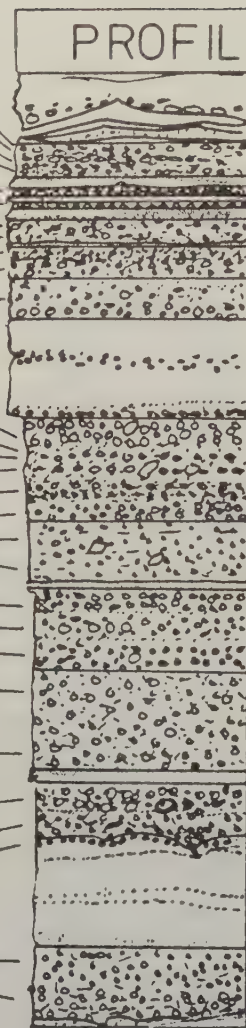
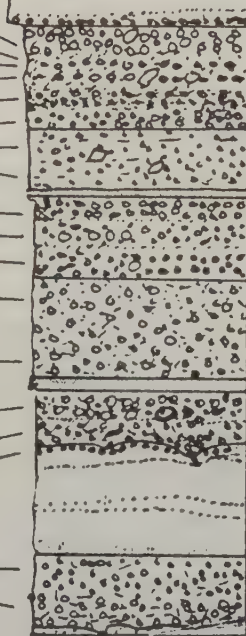
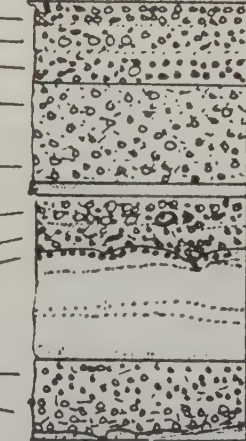
Proben-nummern	PROFIL	Mächtigkeit in cm	Schicht-nummern	Einheit (röm.)	Einheit	Bemerkungen	
1059			B ₁	XVI	OMLP	OLP	
1058							
1057		35	E3			4-5 geteilte Airfall-Lage	
1056							
1054		40	B2 ^a b			3-er Britz mit 2 Bimslagen	
1053							
1052		30	B1			Bimslapilli-Schicht mit Asche	
1051							
1050		30	E ₂ B ₁	XV			
1049							
1048		10	B2	XIV		gradierte Airfall-Lage	
		- 140	A1			Aschenstrom von unregelmäßiger Schichtmächtigkeit	
1047				XIII		grobe Bimslage an der Oberseite	
1046		100	B1 ^d c				
1045							
1044							
1043							
1042		60	B4			schwach geschichtete Bimslage	
1041							
1040		10				Britz	
1039							
1038		85	B3	XII		3 geteilte Airfall-Lage mit Aschen-Bändern	
1037							
1036		90	B2			homogene Bimslapilli-Lage	
1035		10				Britz (zweigeteilt)	
1034		55	B1			Bimsschicht mit rosa Aschebandchen	
1033							
1032		110	A1			streifige Aschenlage mit dünnen Bimslagen	
1031							
1030	75	B ^d a	Bimsschicht mit Fremdgesteins-reicher Basis				

Abb. 98 : Obere MLP (OMLP) - Schichten in Lokalität LOK 15, Westwand, Probennummern 1030 - 1059
Stratigraphie nach SCHMINCKE (1974, 1977) und RISSE (1976).

Probennummern	PROFIL	Mächtigkeit in cm	Schichtnummer	Einheit (rom.)	Einheit	Bemerkungen	
1081		190	P ₁₂	XVIII	OLP	Düneneinheit mit Brekzien-Lagen	
1080			D ₆				
1079			B ₁₁				
1078		35	B ₁₀			invers gradierte Brekzien-Lage	
1077		0 - 15	B ₉			Brekzien-Lage mit Bomben	
1076		110	D ₅			Düneneinheit	
1075		20	E ₈			Brekzien-Lage	
1074		100	D ₄			Düneneinheit	
1073		35	B _{6/7}			Doppelte Brekzien-Lage	
1072		- 150	M ₁₄	unregelmäßig mächtiger Aschenstrom			
1071		250	D ₂	Düneneinheit			
1070		20	B ₅	Brekzienschicht			
1069		15	M ₁₄	Aschenstrom			
1068		20	B ₃	Brekzienschicht			
1067		250	M ₉₋₁₁	Aschenstöme			
1066		65	B ₂			Brekzeinschicht	
1065							
1064		95	M ₈	Aschenstrom			
1063		- 25	D ₁	Dünenlage			
1062		100	B ₁			4 einzelne Brekzienschichten, dazwischen Aschenlagen	
1061							
1060							

Abb. 99 : Untere OLP- Schichten in Lokalität LOK 9, Probennummern 1060 - 1081
Stratigraphie nach SCHMINCKE (1974, 1977) und BOGAARD (1978).

Probennummern	PROFIL	Mächtigkeit in cm	Schicht- nummer	Einheit (röm.)	Einheit	Bemerkungen	
1099		↑ ?	M ₁₉	XX	OLP	Dunkler, heterogener Aschenstrom	
1098		40	D ₁₁			Düneneinheit	
		120	M ₁₈			dunkler, heterogener Aschenstrom	
1097		50	D ₁₀			Düneneinheit	
		35	M ₁₇			Dunkler, heterogener Aschenstrom	
1096		120	D ₉			Düneneinheit	
		40	M ₁₆	XIX		Dunkler, heterogener Aschenstrom	
1095		300	7			Düneneinheit	
1094			6				
1093			5				
			4				
1092			3				
1091			2				
1090			1				
1089		120	LAM ₂	XIX		Laminierte Aschen-Lagen	
1088		70	B ₁₆			Brekzien-Lage	
1087		40	15a 15 LAM ₁			Laminierte Aschen und Brekzien	
1086		60	D ₇	XVIII		Düneneinheit	
1085			B ₁₄			Düneneinheit mit Brekzien-Lagen	
1084		280	B ₁₃ D ₆				
1083			B ₁₂				
1082							

Abb. 100.: Oberste OLP- Schichten in Lokalität LOK 9, Probennummern 1082 - 1099
Stratigraphie nach SCHMINCKE (1974, 1977) und BOGAARD (1978).

Tab. T1 : Probenübersicht

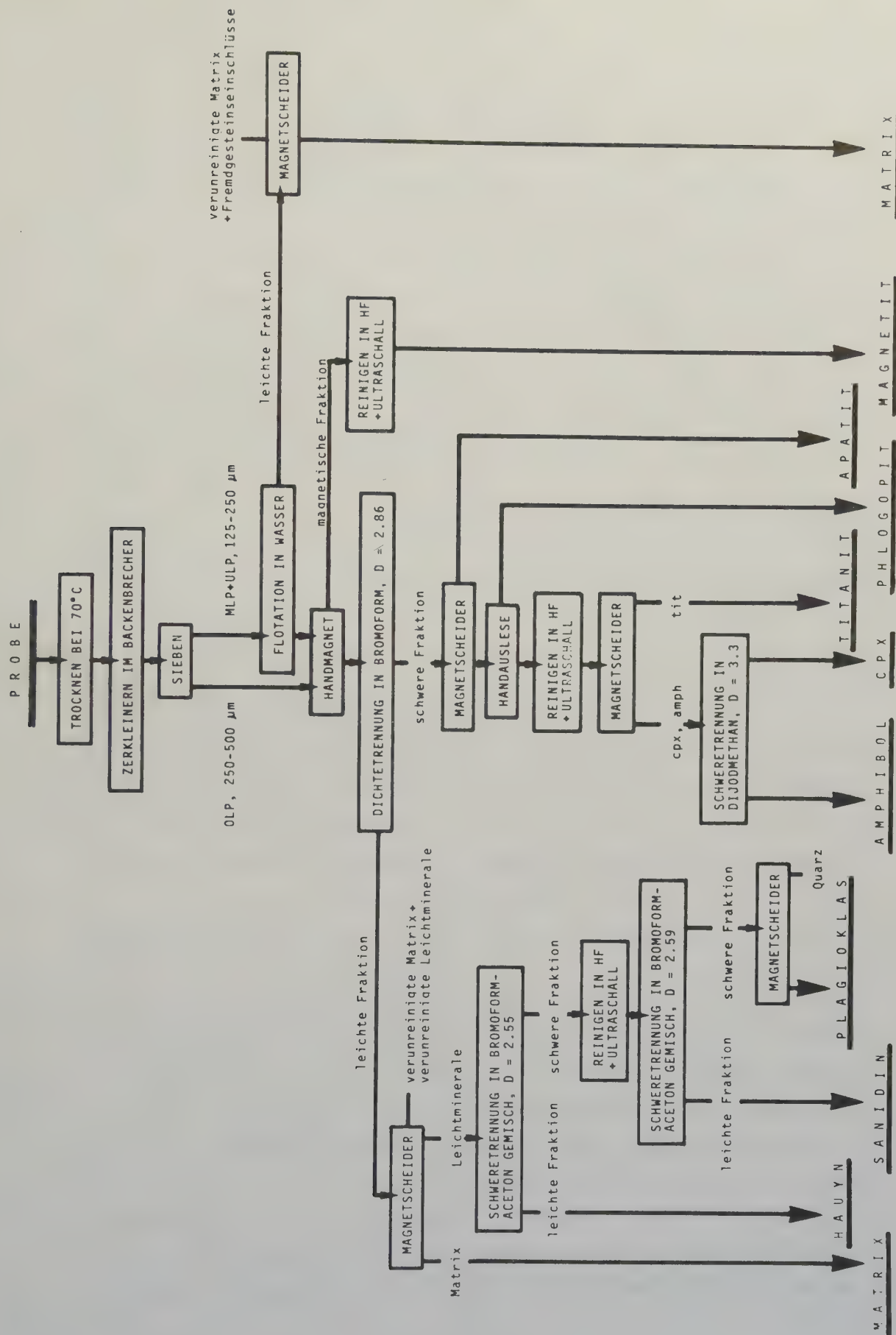
Unit	Sub-Unit	Sample No	Name of layer	Major elements (whole rock) by XRF, Titr, AAS	Major elements (matrix) by XRF ect	Major elements (phenocrysts) this for Microprobe	Trace elements (whole rock) by INAA	Trace elements (matrix) by INAA	Trace elements (phenocrysts) by INAA					
OLP	XXI	1001	D 12	•••••		•••••		•						
	XX	1099	D 10	•••••		•••••								
	XX	1097	D 8	•••••		•••••								
	XX	1089	D 8	•••••		•••••								
	XIX	1088	B 16	•		•								
	XVIII	1079	B 10	•••		•••	•••••							
	XVII	1076	B 7	•		•								
		1075	B 5	•		•								
		1069	B 5	•		•								
		1061	B 15	•••••		•••••	•••••							
		1060	B 10	•••••		•••••	•••••							
MLP	XVI	1055	B 30			••								
	XV	1051	B 15	•			•							
		1050	B 2	•		•								
	XIV	1046	B 13	•••••		••								
		1044	B 10			•								
		1042	B 15			•								
		1040	B 4			•								
	XIII	1036	B 1			•								
		1034	B 15	••		•	••							
		1033	B 15			•	•							
		1032	A			•								
	XII													
	XI to VI	1026	B 4	•		••								
		1024	B 20	•		•								
ULP	V	1017	5	••		•	•							
	IV and III													
	II	1005	e				•••							
	I													
		1002	a	••		•	••							

von Hand ausgelesen. Zur Analyse wurden alle Proben in einer Scheibenschwingmühle (Achat für Spurenelemente, Widia (Cr-V-Stahl) für Hauptelementproben) drei bis vier Minuten lang gemahlen.

IX. 1.2 Mineraltrennung

Für die Spurenelementanalyse der Einsprenglingsphasen mußten saubere Mineralseparate angefertigt werden. Dabei waren für die extrem Einsprenglingsarmen ULP-Proben Mengen von z.T. über 10 kg Bims aufzuarbeiten. Der generelle, stark vereinfachte Ablauf der Mineraltrennung ist dem folgenden Flußdiagramm (Abb. 101) zu entnehmen. Nach dem Zerstoßen der Probe mit einem Nylon-Pistill liegen ca. 95 % der Schwerminerale noch als unzerstörte Kristalle vor, die größeren Feldspäte sind meist nur noch als Bruchstücke erhalten. Nahezu alle Minerale sind noch von einem feinen Glassaum aus Matrixmaterial überzogen, was eine weitere Trennung erschwerte. Außerdem liegen häufig noch Verwachsungen mehrerer Körner vor. Wiederholte Behandlung mit Ultra-Schall in verschiedenen Stadien der Trennung führte schließlich zur weitgehenden Dispersion von Kornaggregaten. Das anhaftende Matrixglas konnte leicht durch die Behandlung der Proben mit heißer, 5 %iger Flußsäure aufgelöst werden. Das dabei entstandene gelartige Material wurde anschließend durch Ultra-Schall entfernt. Für die Feldspäte durfte die Dauer der HF-Behandlung je nach Korngröße 2 - 4 Minuten nicht überschreiten, Schwerminerale zeigen auch nach 5 Minuten noch keine Anzeichen von signifikanter Anlösung durch die Säure. Hauyn- und Apatit-Separate mußten schon vor der ersten Säurebehandlung der Proben abgetrennt sein, da sie schnell vollständig

Abb. 101: Flußdiagramm der Mineraltrennung (vereinfacht !!).



aufgelöst werden. Alle Mineralseparate mußten schließlich unter dem Stereomikroskop mit Hilfe einer Vakuum Saugapparatur unter Alkoholbedeckung ausgelesen werden. Die Immersion in Alkohol ermöglicht es, Einschlüsse in den Kristallen und eventuell noch anhaftende Matrixreste zu erkennen und bei der Auslese zu entfernen. In vielen Fällen (besonders Cpx, Amph und Sph) war es nötig die erhaltenen Mineralkonzentrate nach der ersten Handauslese in einem Achatmörser unter Acetonbedeckung vorsichtig weiter zu zerkleinern : Die Korngrößenfraktion 65 - 125 μm und 125 - 250 μm wurden nach dem Sieben durch Nylongaze erneut mit warmer HF (5 %ig) behandelt, um kleine Apatiteinschlüsse durch Auflösen zu entfernen. Die einzige hier abgetrennte Olivin-Probe stellt ein Bruchstück eines großen Kristalls aus einem Mischgestein dar. Der Ol-Kristall wurde mit der Hand aus dem Gestein herausgelöst und nach dem Zerkleinern von Hand sauber verlesen. Aus diesem Trennungsgang ergeben sich für die verschiedenen Mineralarten unterschiedliche, geschätzte Reinheitsgrade. An Verunreinigungen können theoretisch auftreten : Glaseinschlüsse, Reste von Matrixglas und Fremdminerale. Tabelle T2 zeigt den geschätzten Reinheitsgrad der Mineralseparate und mögliche Verunreinigungen auf. Auf der Basis der gefundenen Spurenelementkonzentrationen stellen Titanit und Apatit als mögliche Verunreinigungen von Cpx und Amphibolen sowie Glaseinschlüsse in Hauyn die einzigen, wesentlichen Kontaminationsmöglichkeiten dar. Bei genauer Betrachtung der analysierten Proben kann Kontamination nahezu vollständig ausgeschlossen werden (bis auf wenige Fsp-Proben). Die Mineralkonzentrate wurden in einem Achatmörser unter Acetonbedeckung mit der Hand aufgemahlen, nach-

dem das Material im Mörser ein letztes Mal unter dem Stereomikroskop auf eventuell nachträglich eingeschleppte Verunreinigungen (Textil - und Staubflusen, Pinselhaare etc.) entfernt wurden. Für die nach dieser Methode getrennten Mineralseparaten sollte eine Kontamination ausgeschlossen sein, die mit 99 % angegebenen Reinheitsgrade der Proben stellen damit nur eine konservative Schätzung dar.

Tab. T2: Geschätzter Reinheitsgrad von Mineralseparaten und mögliche Verunreinigungen

Mineral	San	Plag	Ha	Amph	Cpx	Sph	Biot	Mt	Ap	Ol
Reinheitsgrad in %	95	97	99	99	99	99	99	99	99	99
mögliche(!) Verunreinigungen :										
Plag	X									
Quarz (v. Sediment- einschlüssen)	x									
San	X	X								
Ap				x	x	x	(x)			
Sph				(x)	(x)	(x)				
Cpx				x						
Matrix + Glaseinschlüsse	x	x	X	x	x	x	x	x	(x)	(x)

Für eine Reihe von Proben wurde eine semi-quantitative Trennung der Einsprenglingsphasen angestrebt um eine Information über die modale Zusammensetzung der untersuchten Gesteine zu erhalten. Trotz der relativ großen Fehler, insbesondere bei der Abschätzung der Feldspatgehalte (die sich von der Matrix nicht quantitativ trennen lassen) erscheint diese Methode - zumindest bei den extrem Einsprenglings-armen Bimsproben - (ULP, UMLP) besser geeignet, als das Auszählen von Dünnschliffen. Die Modalgehalte (in Vol. %) wurden durch Auswiegen und Dichte-

korrektur der getrennten Fraktionen erhalten und in Abbildung 11 dargestellt (Sanidin/Plagioklas wurde von der petrographischen Untersuchung der Dünnschliffe übernommen). Die Genauigkeit dieser Modalgehalte liegt je nach Mineralart und absoluter Menge zwischen 5 und 50 % (relativ).

IX. 2 Analytische Methoden

IX.2.1 Haupt - und Nebenelemente von Gesamtgesteinen und Matrixproben

Im Chemielabor Bochum wurden von 21 Gesamtgesteinen und 6 Matrixproben Haupt- und Spurenelementanalysen (Tab. 2a) der automatisierten Röntgenfluoreszenzapparatur (PHILLIPS 1400) durchgeführt. H_2O^- wurde durch Gewichtsverlust nach Trocknen der Probe bei $110^\circ C$, H_2O^+ durch Titration mit Karl-Fischer Lösung bestimmt. FeO wurde durch potentiometrische Titration analysiert. Die Analysenmethoden des Bochumer Chemielabors sind detailliert in KNOOP (1981) und FERAUD et al (im Druck) beschrieben.

Zum Vergleich liegen von Probensplits der Gesamtgesteine Hauptelementanalysen aus dem Labor des USGS in Reston/ Virginia vor (Tab. 2b). Diese Proben wurden nach spektrometrischen Methoden analysiert, die bei SHAPIRO (1975, p. 43 ff) detailliert beschrieben sind. Die Schwefelbestimmung erfolgte mit einem "Leco Sulphur Analyser", zur Cl und F - Analyse wurden spezifische Ionen-Elektronen verwendet. H_2O^- wurde durch Gewichtsverlust nach Trocknen bei $110^\circ C$, H_2O^+ durch Glühen der Probe im Pyrex-Glas bei ca. $1000^\circ C$ bestimmt. Systematische Unterschiede in den Analyseergebnissen beider Labors bestehen in den etwas höheren K_2O und Fe_2O_3 - Gehalten der USGS-Analysen bei etwas niedrigeren Al_2O_3 -Gehalten. Ein ernsthaftes und z.Zt. noch nicht gelöstes Problem stellen die umgekehrten FeO/Fe_2O_3 -Verhältnisse von Gesamtgesteins- und Matrixproben einiger Bochumer Analysen dar. Proben 1017M, 1024, 1024M 1044M und 1050 haben "falsche", d.h. umgekehrte FeO/Fe_2O_3 -Verhältnisse im Vergleich zu allen anderen Proben,

wobei die Gehalte an Gesamteisen (FeO_{tot}) allerdings vergleichbar sind. Nach REAY (1981) hat die Dauer des Mahlvorgangs von Proben in einer Scheibenschwingmühle je nach Probenmaterial einen entscheidenden Einfluß auf das $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnis der Analyse. Da hier aber alle Proben gleich behandelt wurden und die $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse in den anomalen Proben einen niedrigeren Oxidationsgrad aufweisen, können die Abweichungen nicht durch nachträgliche Oxidation der Probe beim Mahlen erklärt werden (REAY, 1981). Die "umgekehrten $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse einiger Proben bleiben damit ein ungelöstes analytisches Problem. Aus diesem Grunde wurden in allen Darstellungen, Modellrechnungen und Interpretationen ausschließlich Gesamteisenwerte (FeO_{tot}) verwendet. Die Computer-Fraktionierungsberechnungen sowie die Darstellung der Gesamtgesteinszonierung in den Hauptelementen und flüchtigen Bestandteilen beruht ausschließlich auf den Analysen des USGS Labors in Reston, während für alle anderen Darstellungen und Schlußfolgerungen, insbesondere im Zusammenhang mit den Matrixzusammensetzungen die Bochumer RFA-Analysen verwendet wurden.

IX. 2.2 Mikrosondenanalysen von Mineralen und Gläsern

Mineralphasen und Gläser wurden mit verschiedenen ARL-Mikrosonden unter normalen Analysenbedingungen analysiert: USGS/Reston, Virginia (kombiniert Energie- und Wellenlängendispersiv, s. WIGGINS & HUEBNER, in Vorb.); am Smithsonian Institution/Washington (Wellenlängendispersiv) und am Max Planck Institut für Kosmochemie/Mainz (Energiedispersiv). Für die Analyse "normaler" Minerale wurde ein fokussierter Elektronenstrahl ($\varnothing$ 2 - 3 μm) bei unterschiedlichen Meßbedingungen verwendet (Beschleunigungsspannung 15 KV, Probenstrom je nach Methode und Probenmaterial 6 - 80 nAmp, Meßzeit 60 - 100 sec). Glaseinschlüsse, Matrixglas und Hauyn sind wegen ihres hohen Alkaligehaltes und ihrer lockeren "Struktur" besonders schwierig zu analysieren,

Na und, in geringerem Maße K, können unter der Wirkung des Elektronenstrahles vom Analysepunkt wegdiffundieren bzw. gehen durch Verdampfen verloren. Das Kristallgitter von Hauynen zerfällt unter dem Elektronenbeschuß. Für Sodalithminerale wird das Problem von BROUSSE et al (1969) ausführlich diskutiert. AUTEFAGE & COUDERC (1980) stellen den Analyseverlust von Na und K während der Mikrosondenanalyse von Feldspäten unter verschiedenen Meßbedingungen dar. Die Ergebnisse dieser Untersuchung stimmen mit den an Alkali-reichen Gläsern und Hauynen beobachteten Analyseproblemen überein: Bei wiederholter Analyse (fokussierter Strahl) eines identischen Probenpunktes eines Glaseinschlusses konnte ein Na_2O -Verlust von über 75 % (relativ) festgestellt werden. Die K_2O -Gehalte verringerten sich gleichzeitig um lediglich 40 %. Große Glaseinschlüsse, Glasmatrix von Bimsen und Kumulatgesteinen sowie Hauyneinsprenglinge wurden hier mit einem defokussierten Elektronenstrahl (10 - 50 μm , je nach Größe der verfügbaren Glasfläche) bei Meßzeiten zwischen 50 und 100 sec gemessen. Dort, wo keine ausreichend großen Glaspartien zur Verfügung standen (unregelmäßig geformte Glaseinschlüsse, Glasstege von Blasenreichen Bimsgrundmassen) wurde die Probe unter dem focussierten Strahl während der Analyse langsam bewegt. Vergleichende Messungen mit beiden Methoden an großen Glasflächen zeigten im Rahmen der Analysegenauigkeit übereinstimmende Ergebnisse. Auch bei der Berücksichtigung aller analytischen Möglichkeiten (großer Strahldurchmesser, kurze Meßzeiten, geringer Probenstrom) ist die Analyse dieser Gläser mit maximal 12 % Na_2O und 8 % K_2O vermutlich von systematischen Fehlern behaftet. Die große Streuung der Alkaligehalte der Glasanalysen, insbesondere für Na_2O -reiche Gläser könnten zumindest teilweise auf analytische Ungenauigkeiten zurückgehen.

Glas- und Hauynanalysen und Analysen von zentrierten Kristallen stellen individuelle Meßergebnisse dar, während der überwiegende Teil aller anderen Mineralanalysen auf Durchschnittswerte von 2 - 3 , manchmal auch mehr Einzelmessungen zurückgeht. Alle Analysen, die an der Mikrosonde am Smithonian Institution durchgeführt wurden, stellen keine Original-Analysen dar : die gemittelten Werte der Analysen wurden nachträglich mit Hilfe gleichzeitig analysierter Feldspat- und Hornblende-standards korrigiert.

IX.2.3 Spurenelemente

IX. 2.3.1 INA-Analysen

Die überwiegende Zahl der Gesamtgesteins-, Matrix- und Mineralproben wurden mittels Instrumenteller Neutronen Aktivierung (INA) im Labor von Dr. R. Gijbels auf ihre Spurenelementgehalte analysiert. Das Spektrum der Gammastrahlung der Proben (20 bis 200 mg) wurde nach der Neutronenbestrahlung im Forschungsreaktor Thetis in Gent (Neutronenfluß $10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 7 h) nach unterschiedlichen Abkühlauern mit einem ultra-reinen Germanium bzw. mit einem konventionellen Germanium-Lithium Detektor ausgewertet. Eine eingehende Beschreibung der Methode gibt HERTOGEN & GIJBELS (1971) und GIJBELS (1980).

Die Spurengehalte von Feldspäten, Hauynen und Dunkelglimmern wurden wegen ihrer geringen Konzentrationen an einer Probendoublette zusätzlich in einem leistungsfähigeren Reaktor mit einem höheren Neutronenfluß (BR 2) bestrahlt. Die Übereinstimmung mit den früheren Analysen ist generell gut, zusätzlich konnten einige niedrige Konzentrationen an schweren seltenen Erden, sowie Ta, Hf und Th nachgewiesen werden. Hohe Cr-, Co- (und eventuell Sc-) Werte von Feldspäten könnten möglicherweise auf Kontamination der Proben durch die Probenträgersubstanz (Wachs) oder Probenpräparation zurückgehen (s. GIJBELS, 1980).

IX. 2.3.2 RFA Spurenelementanalysen

Zusätzliche Spurenelemente wurden an der Röntgenfluoreszenz im Bochumer Labor durchgeführt (FERAUD et al, im Druck). Eine Reihe von Spurenelementen (Sr, Rb, Cr, Co, Zn, Zr, Ba) wurde mit beiden Methoden (INA und RFA) bestimmt. Die Analysegenauigkeit der RFA-Methode ist besser für Rb, Sr und Zr, während die INA-Analyse die besseren Ergebnisse für Co (und Cr ?) liefert. Zn, Ba und Zr zeigen unterschiedliche Ergebnisse, jedoch kann keiner Methode eindeutig der Vorzug gegeben werden (GIJBELS, PRITCHARD, mündl. Mitt. 1980).

IX. 2.3.3 Isotopenverdünnung

Nur eine Probe (1002, ULP) wurde mit dieser Methode auf ihren Sr-Gehalt analysiert, da die niedrige Konzentration (3.85 ppm) unterhalb (INA) bzw. sehr nahe der Nachweisgrenze (RFA) liegt. Das Verfahren der Isotopenverdünnung beruht auf der massenspektrometrischen Messung der Isotopenzusammensetzung einer mit einem Sr-Isotop (^{84}Sr) dotierten ("gespikten") Probe. Aus den gemessenen Isotopenverhältnissen läßt sich dann auf den Gehalt an "natürlichem" Sr in der Probe zurückrechnen. Eine detaillierte Beschreibung der Methode geben HART & BROOKS (1974) und ZINDLER (1980).

IX. 2.3.4 Die Genauigkeit der RFA- und INA-Spurenelement-Analysen

Die Genauigkeit der Spurenelementanalysen ist in Tabelle T3 für beide Methoden (INA, GIJBELS, 1980; RFA, PRITCHARD, mündl. Mitt. 1980) aufgelistet. Die Abschätzung der Genauigkeiten ist in 2 sigma (doppelte Standardabweichung, bei entsprechendem Konzentrationslevel, Nachweisgrenze und Kalibrierungsbereich, RFA) und als relative Standardabweichung (RSD, in % vom Meßwert; INA) angegeben. Meßungenauigkeiten sind nicht in den Diagrammen dieser Arbeit eingetragen, aus zwei Gründen:

Tab. T3a : Relative Standardabweichung (in %) für INA-Spurenelementanalysen von Gesamtgesteinen und Mineralseparaten (aus GLIBBS, 1980).

Element	Gesamtgestein	Sph	Biot	Ol	Cpx
Na	1	10	3.5	5	1
K	38	-	25	-	-
Sc	2.5 (<5ppm) 1.5 (>5ppm)	9	25	5	1
Cr	10 (<50ppm) 2 (<u>≥</u> 50ppm)	10	3	10	3
Fe	1	8	1	1	1
Co	3.5 (<10ppm) 1 (>10ppm)	20	1	1	1
Zr	20	25	-	-	-
Sr	7.5	-	-	-	-
Ba	10	50	5	-	50
La	2.5	1.5	10	10	9
Ce	1.5	1	-	10	5
Nd	1.5	1.5	-	22.5	12
Eu	3.5	1.5	-	-	5
Sm	2	6	17	12	4
Tb	6	4	-	50	9
Ho	17.5	20	-	40	50
Yb	3	3	50	20	9
Tm	30	20	-	-	50
Lu	15	11	-	-	50
Hf	2	2	10	43	5
Ta	2	4	22	40	50
Zn	5	-	-	-	-
Rb	25	25	-	-	-
Ni	-	-	-	10	-
Th	5	4	-	-	-
U	20	40	-	-	-

Tab. T3b : Standardabweichung, untere Nachweisgrenze
und Kalibrierungsbereich für RFA-Spurenelementanalysen
(PRITCHARD, 1981, pers. Mitt.).

Element	2 σ	Nachweisgrenze (in ppm)	Kalibrierungsbereich (von-bis in ppm)
Cr	10	4	0 - 420
Co	2	0.7	1 - 210
Ba	10	2	0 - 1400
Ni	10	5	6 - 2400
Cu	5	3	4 - 135
Zn	10	6	16 - 1350
Rb	2	2	0 - 2300
Sr	4	2	0 - 1320
Y	2	2	0 - 740
Zr	2	2	0 - 500
Nb	4	2	0 - 256

- a) Die z.T. ohnehin schon schwierige Darstellung mancher Daten wäre durch die zusätzliche Angabe von Fehlergrenzen (unnötig) kompliziert worden, außerdem,
- b) sind die Fehlergrenzen in den meisten Fällen kleiner als die in den Diagrammen verwendeten Datensymbole. Die Schlußfolgerungen dieser Arbeit sind in keinem Fall durch die Analysegenauigkeit der Spurenelementanalysen beeinträchtigt.

IX. 3. Berechnung der Cpx-Endglieder und des Fe_2O_3 -Gehaltes der Pyroxene aus den Mikrosondenanalysen

Vor der Berechnung der Cpx-Endglieder mußte der FeO_{tot} -Wert der Mikrosondenanalysen auf FeO und Fe_2O_3 - Gehalte umgerechnet werden. Zwei Methoden ergeben dabei identische Ergebnisse :

a) Ladungsbilanz

Nach der Strukturformel (basierend auf 6 Sauerstoffen pro Formeleinheit) läßt sich über entsprechende Fe^{2+} - Fe^{3+} - Anteile eine Ladungsbilanz aus der Strukturformel berechnen:

$$\text{Fe}^{3+} = \text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Cr} - 2\text{Ti} \quad , \quad \text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{tot}} - \text{Fe}^{3+}$$

b) Stöchiometrie

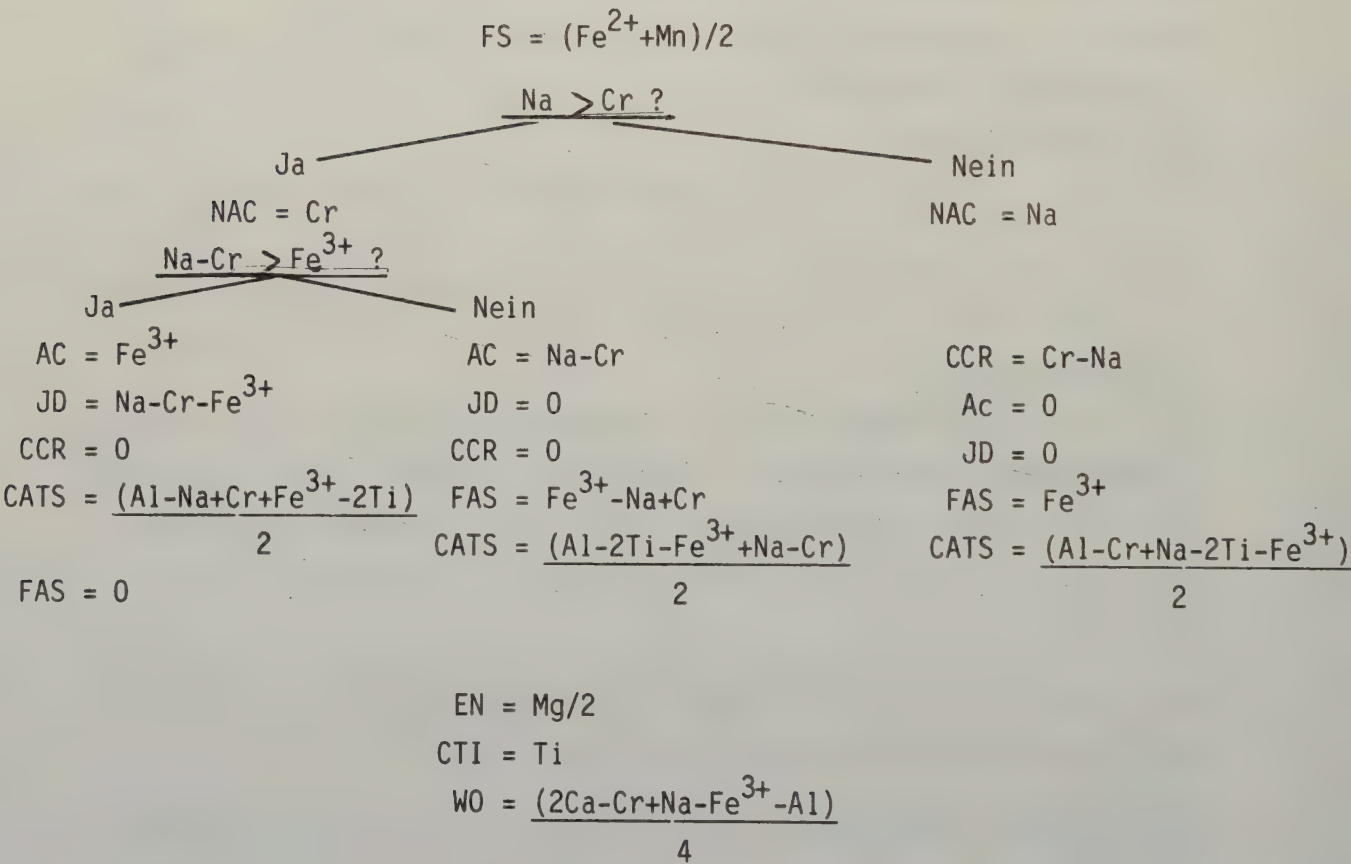
Fe^{3+} kann außerdem über die Summe der Kationen der Strukturformel berechnet werden (unter der Annahme idealer Stöchiometrie): Über entsprechende Fe^{2+} - Fe^{3+} - Gehalte wird die Kationensumme auf 4.0 normiert (bei 6 Sauerstoffen pro Formeleinheit).

Bis auf wenige Ausnahmen (hohe Fe_{tot} -Gehalte) stimmen die nach beiden Methoden berechneten Fe_2O_3 -Gehalte bis in die zweite Stelle hinter dem Komma überein.

Die Pyroxen-Endglieder berechnen sich nach dem folgenden Schema :

Endglieder:

FS (Ferrosilit)	: $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{Si}_2\text{O}_6$	CTI (Ca-Ti-Cpx)	: $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$
EN (Enstatit)	: $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	JD (Jadeit)	: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
WO (Wollastonit)	: $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	CCR (Ca-Cr-Cpx)	: CaCrAlSiO_6
FAS (Fassait)	: $\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$	NAC (Na-Cr-Cpx)	: $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$
AC (Acmit)	: $\text{Na Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	CATS (Ca-Tschermaks molekül)	: CaAlAlSiO_6



IX.4. Massenbilanzrechnungen, Methode und Qualitätskriterien

Die Methode ist detailliert bei WRIGHT & DOHERTY (1970) beschrieben worden. Sie beruht auf folgendem Prinzip :

Eine Zusammensetzung A wird einer zweiten Zusammensetzung B durch die Subtraktion oder Addition einer dritten Zusammensetzung C angenähert. C kann je nach dem zu lösenden Problem eine fixierte Zusammensetzung einer Mischkomponente sein oder eine beliebig variable Kombination von einzelnen Phasen repräsentieren ($C_1, C_2, C_3 \dots$). Die Massenbilanzrechnung reduziert sich also auf die Gleichung :

$$A \pm \sum x_i C_i = B_{\text{calc}} \quad (x_i = \text{Gew.\% einer Phase})$$

Durch eine geeignete Variation der relativen Anteile der unterschiedlichen Mischkomponenten nähert das Programm die Zusammensetzung von B_{calc} der beobachteten Zusammensetzung von B an. Die Differenz zwischen B_{calc} und B_{beob} wird dabei nach der Methode der "kleinsten Quadrate" minimiert. Die Abweichung der bestmöglichen Lösung zwischen B_{calc} und B_{beob} wird als Differenz der Oxidkonzentrationen (residuals, absolut) angegeben (s. Tab. 12, 14-18, 20). Es ist möglich, daß bei einer Massenbilanzrechnung mehrere Lösungen existieren, die das vorgegebene Mischproblem rechnerisch gut lösen können, das Programm aber nur eine Lösung findet (T.L. WRIGHT, pers. Mitt. 1979), s.u. Verschiedene Randbedingungen können zur Definition eines geologischen Mischproblems vorgegeben werden :

- a) nur Addition von C (oder nur Subtraktion)
- b) alle vorgegebenen Phasen C_i müssen bei der Lösung berücksichtigt werden.
- c) ungeeignete Phasen C_i können zum Zwecke der Op-

timierung der Lösung weggelassen werden.

d) Die Oxide können unterschiedlich gewichtet werden, wobei bei der Lösung höhergewichtete Oxide stärker berücksichtigt werden.

e) Zusätzliche, in der Original-Analyse nicht enthaltene "Trick-Oxide", mit sehr niedrigen vorgegebenen Konzentrationen und extrem hoher Gewichtung, erlauben die Manipulation einer Modellrechnung, indem einer bestimmten Phase C_i ein bestimmter Anteil in der Lösung vorgegeben werden kann. Nach einem 'trial and error'-Verfahren können dadurch qualitative vergleichbare, in der Art der Lösung jedoch abweichende Berechnungen erhalten werden. (s.o. und Cpx-Amph in den Fraktionierungsberechnungen).

Magmenmischung

Die chemische Zusammensetzung zweier oder mehrerer Vulkanite (=Magmen) werden als mögliche Mischkomponenten mit der zu modellierenden Zusammensetzung des Hybridgesteins eingegeben. Das Programm sucht die geeigneten Mischkomponenten und deren Mengenverhältnis (Massenbilanz), das in seiner Gesamtzusammensetzung der Hybridzusammensetzung am nächsten kommt. Lösungen dieser Art haben generell höhere Residuals als bei den Fraktionierungsberechnungen, da normalerweise nur eine relativ geringe Zahl an Mischkomponenten zur Verfügung steht (T.L. WRIGHT, pers. Mitt. 1979).

Kristallfraktionierung

Vorgegeben werden : Die Zusammensetzung von möglichen Ausgangsschmelzen (z.B. Basanite der Ostefel), die Zusammensetzung der möglicherweise fraktionierten Phasen (z.B. Einsprenglinge in Basaniten und höher differenzierten Magmen), die Zusammensetzung der

beobachteten Derivatschmelze (Laacher See Phonolith). Durch die Addition einer geeigneten Kombination von Mineralphasen zur Derivatschmelze wird die Zusammensetzung von möglichen vorgegebenen Ausgangsschmelzen angenähert. Dies stellt zwar einen umgekehrten Fraktionierungsvorgang dar, rein rechnerisch ist die Umkehrung jedoch nicht von Bedeutung. Eine gute rechnerische Lösung deutet auf einen möglichen Zusammenhang der beiden Magmen durch einen Kristallfraktionierungsvorgang.

Qualität einer Lösung

Die rechnerische Qualität einer Lösung wird bestimmt durch die Differenz zwischen der beobachteten und berechneten Zusammensetzung (Residual). Sie wird außerdem von der Analysengenauigkeit der einzelnen Oxide bestimmt. Ist die Differenz vergleichbar mit oder kleiner als die Analysengenauigkeit, so ist die Lösung rechnerisch sehr gut (für ein Oxid !). Lösungen mit Residuals kleiner als 0.06 % absolut (für die einzelnen Oxide) können generell als sehr gut akzeptiert werden, Magmenmischmodellrechnungen haben gute Lösungen mit Residuals bis 0.20 %. Die Differenz zwischen beobachteter und berechneter Schmelzzusammensetzung ist in den Tabellen 12, 14-18, 20 als Summe aller Oxid-Residuals angegeben.

Eine rechnerisch gute Lösung repräsentiert nicht zwangsläufig ein geologisch sinnvolles oder gar "richtiges", sondern lediglich ein geologisch mögliches Modell. Für verschiedene rechnerisch gute Lösungen können sich bei einem gestellten Problem verschiedene mögliche geologisch sinnvolle Prozesse ergeben (s. Cpx-Amph). In diesem Fall muß nach anderen Kriterien das beste Modell bestimmt werden.

Na₂O in den Massenbilanzrechnungen

In nahezu allen Fraktionierungsberechnungen wurden für Na₂O relativ hohe, positive Residuals gefunden, wobei alle anderen Oxide aber gute bis akzeptable Lösungen ergaben. Dies deutet darauf, daß das Verhalten von Na₂O während des Differentiationsvorgangs nicht allein durch die Fraktionierung der Einsprenglingsphasen erklärt werden kann. Zusätzlichen Differentiationsmechanismen wurde dadurch Rechnung getragen, daß Na₂O z.T. als freie, mobile Phase zusätzlich zu den Einsprenglingsphasen zur Lösung angeboten wurde. Zwangsläufig wurden dadurch die hohen Na₂O-Residuals beseitigt ohne dadurch den Rest der Lösung zu beeinflussen.

Feldspäte in den Fraktionierungsrechnungen

Es wurden hier nicht die analysierten Feldspatzusammensetzungen für die Berechnung verwendet, da a) zum Zeitpunkt der Durchführung der Modellrechnungen nur wenige Analysen zur Verfügung standen und b) es auch bei der größeren Anzahl an Feldspatanalysen schwer gewesen wäre, für eine bestimmte Probe eine repräsentative Feldspatzusammensetzung zu definieren.

Daher wurden reine Feldspatendglieder (K-Feldspat, Albit, Anorthit) für die Massenbilanzrechnungen verwendet. Aus der Lösung kann dann auf eine realistische Feldspatzusammensetzung zurückgeschlossen werden. Bis auf einen Differentiationsschritt (1044-1050) lassen sich alle als Feldspatendglieder berechneten Massenbilanz-Lösungen durch beobachtete Plagioklas und Na-Sanidin - Zusammensetzungen darstellen (allerdings nicht eindeutig). Abgeschätzte San/Plag Verhältnisse sind, insbesondere für MLP und ULP-Fraktionierungsschritte sehr hoch, was die Fraktionierung von überwiegend Sanidin reflektiert.

IX. 5. Tabellen

<u>Seite</u>		
26	Tab. 1	: Petrographische Hauptmerkmale des Laache See Phonoliths (im Text !)
239	Tab. 2a	: Haupt- (und Spuren-) Elemente von Gesamtgesteinen und Matrix (RFA), CIPW-Normen, Differentiationsindex (D.I.) und Mg-Nummern.
246	Tab. 2b	: Hauptelementanalysen (USGS, Reston) spektrometrisch)
247	Tab. 3	: <u>Mikrosondenanalysen</u> : (*)
247	Tab. 3.1	: Glasmatrix
248	Tab. 3.2.1	: Sanidin
250	Tab. 3.2.2	: Plagioklas
252	Tab. 3.3	: Hauyn
253	Tab. 3.4	: Amphibol
255	Tab. 3.5	: Klinopyroxen
267	Tab. 3.6	: Titanit
269	Tab. 3.7	: Apatit
269	Tab. 3.8	: Magnetit
269	Tab. 3.9	: Dunkelglimmer
270	Tab. 3.10	: Olivin
270	Tab. 3.11	: Nephelin
270	Tab. 3.12	: Canrinit
271	Tab. 3.13	: Glaseinschlüsse
274	Tab. 3.14	: Mineralanalysen (RFA)
275	Tab. 4.1a	: Spurenelementkonzentrationen Gesamtgestein (INA, in ppm)
277	Tab. 4.1b	: Spurenelementkonzentrationen Gesamtgestein (RFA, in ppm)
278	Tab. 4.2	: Spurenelementkonzentrationen Matrix (INA, in ppm)
279	Tab. 4.3	: <u>Spurenelementkonzentrationen Einsprenglinge (in ppm)</u>
279	Tab. 4.3a	: Sanidin
280	Tab. 4.3b	: Plagioklas
281	Tab. 4.3c	: Hauyn
282	Tab. 4.3d	: Amphibol und Magnetit
283	Tab. 4.3e	: Klinopyroxen

(*) : Die Strukturformeln aller Minerale wurde berechnet und kann bei Bedarf angefordert werden

Seite

284	Tab. 4.3f	: Titanit
285	Tab. 4.3g	: Phlogopit, Apatit und Olivin
286	Tab. 5	: <u>Verteilungskoeffizienten</u>
286	Tab. 5a	: Sanidin
286	Tab. 5b	: Plagioklas
287	Tab. 5c	: Hauyn
287	Tab. 5d	: Amphibol und Magnetit
288	Tab. 5e	: Klinopyroxen
288	Tab. 5f	: Titanit, Phlogopit und Apatit
289	Tab. 6	: Publizierte Verteilungskoeffizienten (1-32): basisch, intermediär, sauer, alkalisch im Vergleich zu Verteilungskoeffizienten von Einsprenglingsphasen im Laacher See Phonolith (L.S.P.)
118	Tab. 7	: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopenverhältnisse und Sr-Konzentrationen
123	Tab. 8	: Liquidustemperaturen des Laacher Phonoliths, berechnet nach STORMER (1975) für $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2\text{kb}$.
293	Tab. 9	: Berechnete Viskositäten (log poise)
295	Tab. 10	: Netzwerkparameter
135	Tab. 11	: Die verschiedenen Einsprenglingstypen, zugeordnet unterschiedlichen Einsprenglingsgruppen (im Text)
295	Tab. 12	: Fraktionierungsberechnungen Basanit-OLP
296	Tab. 13a	: Spurenelementmodellrechnunge Basanit - OLP-Phonolith (A)
297	Tab. 13b	: Spurenelementmodellrechnung Basanit - OLP-Phonolith (B)
298	Tab. 14	: Fraktionierungsrechnungen OLP
298	Tab. 15	: Fraktionierungsrechnungen OLP - MLP
299	Tab. 16	: Fraktionierungsrechnungen MLP
299	Tab. 17	: Fraktionierungsrechnungen MLP - ULP, ULP
174	Tab. 18	: Zusammenfassung guter Lösungen von Fraktionierung berechnungen OLP-ULP (s. Tab.14-17), (im Text).
300	Tab. 19	: Spurenelementmodellrechnung, Beispiel OMLP (1050) - UMLP (1934)
301	Tab. 20a	: Magmenmischrechnungen Basanite - OLP
301	Tab. 20b	: Magmenmischrechnungen 1099-2 - 1101-3 - Basanit

Tab. 2a : Haupt- (und Spuren-) Elemente von Gesamtgesteinen und Matrix (RFA), CIPW-Normen, Differentiationsindex (D.I.) und Mg-Nummern.

PROBE NR.:102-1										PROBE NR.:1017										PROBE NR.:1017-M										PROBE NR.:1024																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
SI02	: 54.60	57.4	CR:	5	SI02	: 55.80	58.0	CR:	5	SI02	: 55.30	57.7	CR:	5	SI02	: 56.50	58.2	CR:	5	SI02	: 56.50	58.2	CR:	5	SI02	: 56.50	58.2	CR:	5	SI02	: 56.50	58.2	CR:	5	SI02	: 56.50	58.2	CR:	5																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
TI02	: .12	.1	CU:	4	TI02	: .18	.2	CU:	16	TI02	: .16	.2	CU:	2	TI02	: .23	.2	CU:	5	TI02	: .23	.2	CU:	5	TI02	: .23	.2	CU:	5	TI02	: .23	.2	CU:	5	TI02	: .23	.2	CU:	5																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
AL203	: 20.80	21.9	NI:	7	AL203	: 21.10	21.9	NI:	6	AL203	: 20.90	21.9	NI:	6	AL203	: 21.00	21.6	NI:	8	AL203	: 21.00	21.6	NI:	8	AL203	: 21.00	21.6	NI:	8	AL203	: 21.00	21.6	NI:	8	AL203	: 21.00	21.6	NI:	8																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
FE203	: 1.34	1.4	CU:	49	FE203	: 1.32	1.4	CU:	75	FE203	: 1.32	1.4	CU:	75	FE203	: 1.41	.4	CU:	25	FE203	: 1.41	.4	CU:	25	FE203	: 1.41	.4	CU:	25	FE203	: 1.41	.4	CU:	25	FE203	: 1.41	.4	CU:	25																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
FEJ	: .47	.5	ZN:	309	FEJ	: .60	.6	ZN:	209	FEJ	: 1.47	1.5	ZN:	182	FEJ	: 1.58	1.6	ZN:	148	FEJ	: 1.58	1.6	ZN:	148	FEJ	: 1.58	1.6	ZN:	148	FEJ	: 1.58	1.6	ZN:	148	FEJ	: 1.58	1.6	ZN:	148																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
MNJ	: .55	.6	RB:	712	MNJ	: .37	.4	RB:	464	MNJ	: .37	.4	RB:	457	MNJ	: .32	.3	RB:	376	MNJ	: .32	.3	RB:	376	MNJ	: .32	.3	RB:	376	MNJ	: .32	.3	RB:	376	MNJ	: .32	.3	RB:	376																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
MGJ	: .07	.1	SR:	5	MGJ	: .11	.1	SR:	35	MGJ	: .04	.1	SR:	21	MGJ	: .16	.2	SR:	64	MGJ	: .16	.2	SR:	64	MGJ	: .16	.2	SR:	64	MGJ	: .16	.2	SR:	64	MGJ	: .16	.2	SR:	64																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
CAJ	: .42	.4	Y:	43	CAJ	: .73	.7	Y:	28	CAJ	: .69	.7	Y:	28	CAJ	: .95	.9	Y:	25	CAJ	: .95	.9	Y:	25	CAJ	: .95	.9	Y:	25	CAJ	: .95	.9	Y:	25	CAJ	: .95	.9	Y:	25																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
NA2O	: 11.40	12.0	ZR:	2614	NA2O	: 10.40	10.8	ZR:	1407	NA2O	: 10.40	10.9	ZR:	1371	NA2O	: 10.00	10.3	ZR:	1055	NA2O	: 10.00	10.3	ZR:	1055	NA2O	: 10.00	10.3	ZR:	1055	NA2O	: 10.00	10.3	ZR:	1055	NA2O	: 10.00	10.3	ZR:	1055																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
K2O	: 5.04	5.3	NB:	413	K2O	: 5.34	5.6	NB:	235	K2O	: 5.38	5.6	NB:	229	K2O	: 5.65	5.8	NB:	186	K2O	: 5.65	5.8	NB:	186	K2O	: 5.65	5.8	NB:	186	K2O	: 5.65	5.8	NB:	186	K2O	: 5.65	5.8	NB:	186																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
P2O5	: .02	.0	BA:	359	P2O5	: .03	.0	BA:	369	P2O5	: .03	.0	BA:	367	P2O5	: .04	.0	BA:	382	P2O5	: .04	.0	BA:	382	P2O5	: .04	.0	BA:	382	P2O5	: .04	.0	BA:	382	P2O5	: .04	.0	BA:	382																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
H2O	: 2.10	0.0			H2O	: 2.70	0.0			H2O	: 2.80	0.0			H2O	: 2.47	0.0			H2O	: 2.47	0.0			H2O	: 2.47	0.0			H2O	: 2.47	0.0			H2O	: 2.47	0.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
CO2	: .04	0.0			CO2	: .02	0.0			CO2	: .03	0.0			CO2	: .06	0.0			CO2	: .06	0.0			CO2	: .06	0.0			CO2	: .06	0.0			CO2	: .06	0.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
CL	: .35	.3			CL	: .33	.3			CL	: .55	.4			CL	: .44	.4			CL	: .44	.4			CL	: .44	.4			CL	: .44	.4			CL	: .44	.4																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
S	: .04	.0			S	: .03	.0			S	: .03	.0			S	: .05	.0			S	: .05	.0			S	: .05	.0			S	: .05	.0			S	: .05	.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
TOTAL: 97.35				100.00	TOTAL: 99.06				100.00	TOTAL: 98.50				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00	TOTAL: 99.91				100.00

PROBE NR.:1024-M										PROBE NR.:1026-M										PROBE NR.:1034										PROBE NR.:1036-M									
SI02 : 55.30 58.2 CR: 5 TI02 : .13 .2 CO: 5 AL203: 20.70 21.8 NI: 5 FE203: .25 .3 CU: 31 FEU : 1.54 1.6 ZN: 149 MNO : .32 .3 RB: 384 MNO : .07 .1 SR: 33 CAU : .84 .8 Y: 24 NA2O : 9.92 10.4 ZR: 1071 K2O : 5.53 5.9 NB: 188 P2O5 : .03 .0 BA: 368 H2O : 2.87 0.0 CO2 : .07 0.0 CL : .54 .4 S : .04 .0										SI02 : 52.20 57.7 CR: 5 TI02 : .21 .2 CO: 13 AL203: 19.30 21.3 NI: 4 FE203: 1.23 1.4 CU: 21 FEU : .64 .7 ZN: 131 MNO : .29 .3 RB: 339 MNO : .12 .1 SR: 85 CAD : 1.03 1.1 Y: 22 NA2O : 9.29 10.3 ZR: 920 K2O : 5.78 6.4 NB: 167 P2O5 : .03 .0 BA: 374 H2O : 3.50 0.0 CO2 : .04 0.0 CL : .47 .4 S : .06 .0										SI02 : 57.80 59.2 CR: 5 TI02 : .29 .3 CO: 24 AL203: 20.50 21.0 NI: 4 FE203: 1.61 1.6 CU: 23 FEU : .60 .6 ZN: 113 MNO : .25 .3 RB: 285 MNO : .19 .2 SR: 185 CAD : 1.28 1.3 Y: 21 NA2O : 8.58 8.8 ZR: 738 K2O : 6.24 6.4 NB: 144 P2O5 : .05 .1 BA: 419 H2O : 2.10 0.0 CO2 : .02 0.0 CL : .74 .3 S : .05 .0										SI02 : 56.20 58.9 CR: 5 TI02 : .24 .3 CO: 5 AL203: 20.30 21.3 NI: 6 FE203: .42 .4 CU: 25 FEU : 1.51 1.6 ZN: 126 MNO : .28 .3 RB: 322 MNO : .11 .1 SR: 60 CAD : 1.06 1.0 Y: 22 NA2O : 8.95 9.4 ZR: 854 K2O : 6.01 6.3 NB: 161 P2O5 : .04 .0 BA: 379 H2O : 2.36 0.0 CO2 : .07 0.0 CL : .51 .4 S : .04 .0									
TOTAL: 98.28 100.00										TOTAL: 94.19 100.00										TOTAL: 99.96 100.00										TOTAL: 98.10 100.00									
D.I. : 92.40 92.19 92.03 MG NO: 8.29 9.31 10.30										D.I. : 90.59 90.38 90.20 MG NO: 10.91 12.20 13.45										D.I. : 92.17 92.30 92.40 MG NO: 14.19 15.80 17.35										D.I. : 92.57 92.35 92.18 MG NO: 9.41 10.54 11.65									
Q : 0.00 0.00 0.00 C : 0.00 0.00 0.00 Z : 0.00 0.00 0.00 OR : 34.68 34.68 34.67 AB : 32.13 31.77 31.44 AN : 0.00 0.00 0.00 LC : 0.00 0.00 0.00 NE : 25.54 25.75 25.92 KP : 0.00 0.00 0.00 HL : .70 .70 .70 TH : 0.00 0.00 0.00 NC : 0.00 0.00 0.00										Q : 0.00 0.00 0.00 C : 0.00 0.00 0.00 Z : 0.00 0.00 0.00 OR : 37.81 37.80 37.80 AB : 27.36 26.93 26.60 AN : 0.00 0.00 0.00 LC : 0.00 0.00 0.00 NE : 25.42 25.64 25.81 KP : 0.00 0.00 0.00 HL : .64 .64 .64 TH : 0.00 0.00 0.00 NC : 0.00 0.00 0.00										Q : 0.00 0.00 0.00 C : 0.00 0.00 0.00 Z : 0.00 0.00 0.00 OR : 37.81 37.80 37.79 AB : 33.29 33.62 33.88 AN : .17 .17 .17 LC : 0.00 0.00 0.00 NE : 21.07 20.88 20.73 KP : 0.00 0.00 0.00 HL : .50 .50 .50 TH : 0.00 0.00 0.00 NC : 0.00 0.00 0.00										Q : 0.00 0.00 0.00 C : 0.00 0.00 0.00 Z : 0.00 0.00 0.00 OR : 37.23 37.22 37.21 AB : 32.83 32.39 32.04 AN : 0.00 0.00 0.00 LC : 0.00 0.00 0.00 NE : 22.51 22.74 22.92 KP : 0.00 0.00 0.00 HL : .66 .66 .66 TH : 0.00 0.00 0.00 NC : 0.00 0.00 0.00									
AC : 0.00 .71 1.27 NS : 1.35 1.17 1.02 KS : 0.00 0.00 0.00 WD : 1.55 1.55 1.55 EN : .10 .12 .13 FS : 1.62 1.61 1.59 FU : .08 .08 .08 FA : 1.63 1.30 1.06 CS : 0.00 0.00 0.00 MT : 0.00 0.00 0.00 CM : 0.00 0.00 0.00 HM : 0.00 0.00 0.00 IL : .35 .36 .36 IN : 0.00 0.00 0.00 PF : 0.00 0.00 0.00 RU : 0.00 0.00 0.00 AP : .07 .07 .07 FR : 0.00 0.00 0.00 PR : .04 .04 .04 CC : 0.00 0.00 0.00 MG : 0.00 0.00 0.00										AC : 0.00 .74 1.32 NS : 2.30 2.10 1.95 KS : 0.00 0.00 0.00 WD : 2.15 2.15 2.15 EN : .20 .22 .24 FS : 2.19 2.16 2.13 FU : .09 .08 .06 FA : 1.16 .86 .63 CS : 0.00 0.00 0.00 MT : 0.00 0.00 0.00 CM : 0.00 0.00 0.00 HM : 0.00 0.00 0.00 IL : .44 .44 .44 IN : 0.00 0.00 0.00 PF : 0.00 0.00 0.00 RU : 0.00 0.00 0.00 AP : .06 .08 .08 FR : 0.00 0.00 0.00 PR : .06 .06 .06 CC : 0.00 0.00 0.00 MG : 0.00 0.00 0.00										AC : 0.00 0.00 0.00 NS : 0.00 0.00 0.00 KS : 0.00 0.00 0.00 WD : 2.46 2.45 2.45 EN : .31 .36 .42 FS : 2.39 2.31 2.23 FU : .13 .09 .04 FA : 1.08 .61 .25 CS : 0.00 0.00 0.00 MT : 0.00 .40 .72 CM : 0.00 0.00 0.00 HM : 0.00 0.00 0.00 IL : .56 .56 .56 IN : 0.00 0.00 0.00 PF : 0.00 0.00 0.00 RU : 0.00 0.00 0.00 AP : .12 .12 .12 FR : 0.00 0.00 0.00 PR : .05 .05 .05 CC : 0.00 0.00 0.00 MG : 0.00 0.00 0.00										AC : 0.00 .76 1.35 NS : .48 .23 .12 KS : 0.00 0.00 0.00 WD : 1.94 1.94 1.94 EN : .16 .13 .20 FS : 2.06 2.03 2.01 FU : .09 .08 .06 FA : 1.29 .97 .73 CS : 0.0									

PRUJE NR.:1044										PRUJE NR.:1044-1M										PRUJE NR.:1050-1										PRUJE NR.:1055-1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
SI02	: 50.70	59.3	CR:	5	SI02	: 53.20	59.7	CR:	5	SI02	: 57.20	59.2	CR:	6	SI02	: 58.20	59.1	CR:	6	SI02	: 58.20	59.1	CR:	6	SI02	: 58.20	59.1	CR:	6	SI02	: 58.20	59.1	CR:	6	SI02	: 58.20	59.1	CR:	6																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
TI02	: .49	.5	CU:	23	TI02	: .39	.4	CU:	5	TI02	: .64	.7	CU:	11	TI02	: .64	.7	CU:	11	TI02	: .64	.7	CU:	11	TI02	: .64	.7	CU:	11	TI02	: .64	.7	CU:	11	TI02	: .64	.7	CU:	11																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
AL203	: 19.30	20.2	NI:	3	AL203	: 19.80	20.3	NI:	6	AL203	: 19.20	19.9	NI:	4	AL203	: 19.60	19.9	NI:	4	AL203	: 19.60	19.9	NI:	4	AL203	: 19.60	19.9	NI:	4	AL203	: 19.60	19.9	NI:	4	AL203	: 19.60	19.9	NI:	4																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
FE203	: 1.65	1.7	CU:	51	FE203	: .87	.9	CU:	28	FE203	: 1.13	1.2	CU:	21	FE203	: 1.25	1.3	CU:	21	FE203	: 1.25	1.3	CU:	21	FE203	: 1.25	1.3	CU:	21	FE203	: 1.25	1.3	CU:	21	FE203	: 1.25	1.3	CU:	21																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
FEJ	: .94	1.0	ZN:	114	FEJ	: 1.40	1.4	ZN:	98	FEJ	: 1.66	1.7	ZN:	76	FEJ	: 1.59	1.6	ZN:	71	FEJ	: 1.59	1.6	ZN:	71	FEJ	: 1.59	1.6	ZN:	71	FEJ	: 1.59	1.6	ZN:	71	FEJ	: 1.59	1.6	ZN:	71																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
MNU	: .21	.2	RB:	216	MNU	: .22	.2	RB:	232	MNU	: .18	.2	RB:	168	MNU	: .17	.2	RB:	162	MNU	: .17	.2	RB:	162	MNU	: .17	.2	RB:	162	MNU	: .17	.2	RB:	162	MNU	: .17	.2	RB:	162																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
MGO	: .29	.3	SR:	274	MGO	: .19	.2	SR:	156	MGO	: .39	.4	SR:	468	MGO	: .40	.4	SR:	515	MGO	: .40	.4	SR:	515	MGO	: .40	.4	SR:	515	MGO	: .40	.4	SR:	515	MGO	: .40	.4	SR:	515																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
CAO	: 1.82	1.9	Y:	21	CAO	: 1.51	1.5	Y:	20	CAO	: 2.34	2.3	Y:	21	CAO	: 2.41	2.4	Y:	22	CAO	: 2.41	2.4	Y:	22	CAO	: 2.41	2.4	Y:	22	CAO	: 2.41	2.4	Y:	22	CAO	: 2.41	2.4	Y:	22																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
NA20	: 7.33	7.7	ZR:	550	NA20	: 7.90	8.1	ZR:	597	NA20	: 6.58	6.8	ZR:	400	NA20	: 6.59	6.7	ZR:	388	NA20	: 6.59	6.7	ZR:	388	NA20	: 6.59	6.7	ZR:	388	NA20	: 6.59	6.7	ZR:	388	NA20	: 6.59	6.7	ZR:	388																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
K20	: 6.55	6.8	NB:	135	K20	: 6.63	6.8	NB:	137	K20	: 6.90	7.1	NB:	120	K20	: 7.07	7.2	NB:	122	K20	: 7.07	7.2	NB:	122	K20	: 7.07	7.2	NB:	122	K20	: 7.07	7.2	NB:	122	K20	: 7.07	7.2	NB:	122																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
P205	: .03	.1	BA:	438	P205	: .06	.1	BA:	408	P205	: .11	.1	BA:	483	P205	: .13	.1	BA:	499	P205	: .13	.1	BA:	499	P205	: .13	.1	BA:	499	P205	: .13	.1	BA:	499	P205	: .13	.1	BA:	499																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
H2J	: 2.70	0.0			H2J	: 1.94	0.0			H2J	: 1.93	0.0			H2J	: 1.81	0.0			H2J	: 1.81	0.0			H2J	: 1.81	0.0			H2J	: 1.81	0.0			H2J	: 1.81	0.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
CU2	: .02	0.0			CU2	: .07	0.0			CU2	: .06	0.0			CU2	: 0.00	0.0			CU2	: 0.00	0.0			CU2	: 0.00	0.0			CU2	: 0.00	0.0			CU2	: 0.00	0.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
CL	: .33	.2			CL	: .42	.3			CL	: .29	.2			CL	: .30	.2			CL	: .30	.2			CL	: .30	.2			CL	: .30	.2			CL	: .30	.2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
S	: .13	.1			S	: .07	.0			S	: .17	.1			S	: .16	.1			S	: .16	.1			S	: .16	.1			S	: .16	.1			S	: .16	.1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
TOTAL: 98.53				100.00	TOTAL: 99.67				100.00	TOTAL: 98.77				100.00	TOTAL: 100.37				100.00	TOTAL: 100.37				100.00	TOTAL: 100.37				100.00	TOTAL: 100.37				100.00	TOTAL: 100.37				100.00	TOTAL: 100.37				100.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
D.I.:				89.35	15%	30%	D.I.:				91.45	15%	30%	D.I.:				86.61	15%	30%	D.I.:				86.09	15%	30%	D.I.:				86.09	15%	30%	D.I.:				86.09	15%	30%	D.I.:				86.09	15%	30%																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
MG NU:				17.57	19.48	21.30	MG NU:				13.43	14.97	16.46	MG NU:				20.62	22.76	24.30	MG NU:				20.80	22.96	25.01	MG NU:				20.80	22.96	25.01	MG NU:				20.80	22.96	25.01	MG NU:				20.80	22.96	25.01																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	

PRBSE NR.:1050-4										PRBSE NR.:1060-5										PRBSE NR.:1069-1										PRBSE NR.:1075-1									
SI02	58.00	59.0	CR:	7	SI02	57.50	58.3	CR:	8	SI02	56.70	59.0	CR:	12	SI02	57.50	58.8	CR:	0																				
TI02	.81	.8	CO:	4	TI02	.91	.9	CO:	15	TI02	.97	1.0	CO:	13	TI02	.97	1.0	CO:	13																				
AL203	19.40	19.7	NI:	7	AL203	19.40	19.7	NI:	2	AL203	19.00	19.4	NI:	6	AL203	18.70	19.1	NI:	0																				
FE203	1.52	1.5	CU:	128	FE203	2.14	2.2	CU:	22	FE203	2.32	2.4	CU:	18	FE203	1.30	1.3	CU:	0																				
FED	1.70	1.7	ZN:	135	FED	1.30	1.3	ZN:	69	FED	1.30	1.3	ZN:	69	FED	2.30	2.4	ZN:	0																				
MNO	.15	.2	RB:	139	MNO	.15	.2	RB:	128	MNO	.15	.2	RB:	127	MNO	.12	.1	RB:	0																				
MGO	.58	.6	SR:	911	MGO	.65	.7	SR:	1103	MGO	.84	.9	SR:	989	MGO	.82	.8	SR:	0																				
CAU	3.28	2.9	Y:	25	CAU	3.49	3.5	Y:	24	CAU	3.61	3.6	Y:	25	CAU	3.50	3.5	Y:	0																				
NA2O	5.83	5.9	ZR:	417	NA2O	5.67	5.8	ZR:	283	NA2O	5.57	5.7	ZR:	287	NA2O	5.40	5.5	ZR:	0																				
K2O	7.04	7.2	NB:	108	K2O	7.04	7.1	NB:	107	K2O	6.92	7.1	NB:	110	K2O	7.00	7.2	NB:	0																				
P2O5	.15	.2	BA:	598	P2O5	.18	.2	BA:	663	P2O5	.19	.2	BA:	639	P2O5	.21	.2	BA:	0																				
H2O	.81	0.0			H2O	1.20	0.0			H2O	.97	0.0			H2O	.83	0.0		0																				
CO2	.30	0.0			CO2	.03	0.0			CO2	.06	0.0			CO2	.03	0.0		0																				
CL	.23	.2			CL	.13	.1			CL	.18	.1			CL	.12	.1		0																				
S	.23	.1			S	.17	.1			S	.18	.1			S	.17	.1		0																				
TOTAL:100.01 100.00				TOTAL: 99.96 100.00				TOTAL: 98.96 100.00				TOTAL: 98.88 100.00																											
O.I.	82.70	82.90	30%		O.I.	80.81	81.02	30%		O.I.	79.82	80.04	30%		O.I.	80.42	80.64	30%																					
MG NO:	25.21	27.67	29.96		MG NO:	26.43	28.96	31.32		MG NO:	30.65	33.41	35.94		MG NO:	29.64	32.35	34.85																					
Q	0.00	0.00	0.00		Q	0.00	0.00	0.00		Q	0.00	0.00	0.00		Q	0.00	0.00	0.00																					
C	0.00	0.00	0.00		C	0.00	0.00	0.00		C	0.00	0.00	0.00		C	0.00	0.00	0.00																					
Z	0.00	0.00	0.00		Z	0.00	0.00	0.00		Z	0.00	0.00	0.00		Z	0.00	0.00	0.00																					
DR	42.35	42.34	42.33		DR	42.30	42.28	42.26		DR	41.95	41.93	41.91		DR	42.32	42.30	42.29																					
AB	30.13	30.67	31.06		AB	27.25	27.77	28.18		AB	26.68	27.24	27.67		AB	28.65	29.22	29.66																					
AN	6.77	6.76	6.76		AN	7.19	7.19	7.18		AN	7.11	7.11	7.10		AN	6.61	6.61	6.61																					
LC	0.00	0.00	0.00		LC	0.00	0.00	0.00		LC	0.00	0.00	0.00		LC	0.00	0.00	0.00																					
NB	10.17	9.89	9.67		NB	11.27	10.97	10.74		NB	11.18	10.87	10.63		NB	9.44	9.12	8.87																					
KP	0.00	0.00	0.00		KP	0.00	0.00	0.00		KP	0.00	0.00	0.00		KP	0.00	0.00	0.00																					
HL	.29	.29	.29		HL	.16	.16	.16		HL	.23	.23	.23		HL	.15	.15	.15																					
TH	0.00	0.00	0.00		TH	0.00	0.00	0.00		TH	0.00	0.00	0.00		TH	0.00	0.00	0.00																					
NC	0.00	0.00	0.00		NC	0.00	0.00	0.00		NC	0.00	0.00	0.00		NC	0.00	0.00	0.00																					
AC	0.00	0.00	0.00		AC	0.00	0.00	0.00		AC	0.00	0.00	0.00		AC	0.00	0.00	0.00																					
NS	0.00	0.00	0.00		NS	0.00	0.00	0.00		NS	0.00	0.00	0.00		NS	0.00	0.00	0.00																					
KS	0.00	0.00	0.00		KS	0.00	0.00	0.00		KS	0.00	0.00	0.00		KS	0.00	0.00	0.00																					
WD	2.84	2.84	2.84		WD	3.77	3.77	3.77		WD	4.01	4.01	4.01		WD	3.99	3.99	3.99																					
EN	.74	.89	1.04		EN	1.04	1.24	1.45		EN	1.28	1.50	1.74		EN	1.21	1.42	1.65																					
FS	2.25	2.06	1.86		FS	2.91	2.65	2.37		FS	2.88	2.58	2.27		FS	2.94	2.66	2.37																					
FU	.51	.41	.30		FU	.42	.29	.13		FU	.61	.45	.29		FU	.62	.47	.31																					
FA	1.70	1.05	.59		FA	1.30	.67	.24		FA	1.51	.86	.41		FA	1.65	.97	.49																					
CS	0.00	0.00	0.00		CS	0.00	0.00	0.00		CS	0.00	0.00	0.00		CS	0.00	0.00	0.00																					
MT	0.00	.60	1.07		MT	0.00	.63	1.12		MT	0.00	.67	1.19		MT	0.00	.68	1.21																					
CM	0.00	0.00	0.00		CM	0.00	0.00	0.00		CM	0.00	0.00	0.00		CM	0.00	0.00	0.00																					
HM	0.00	0.00	0.00		HM	0.00	0.00	0.00		HM	0.00	0.00	0.00		HM	0.00	0.00	0.00																					
IL	1.57	1.57	1.57		IL	1.76	1.76	1.76		IL	1.89	1.89	1.89		IL	1.71	1.71	1.71																					
IN	0.00	0.00	0.00		IN	0.00	0.00	0.00		IN	0.00	0.00	0.00		IN	0.00	0.00	0.00																					
PF	0.00	0.00	0.00		PF	0.00	0.00	0.00		PF	0.00	0.00	0.00		PF	0.00	0.00	0.00																					
RU	0.00	0.00	0.00		RU	0.00	0.00	0.00		RU	0.00	0.00	0.00		RU	0.00	0.00	0.00																					
AP	.39	.39	.39		AP	.43	.43	.43		AP	.46	.46	.46		AP	.51	.51	.51																					
FR	0.00	0.00	0.00		FR	0.00	0.00	0.00		FR	0.00	0.00	0.00		FR	0.00	0.00	0.00																					
PR	.19	.19	.19		PR	.16	.16	.16		PR	.17	.17	.17		PR	.16	.16	.16																					
CC	0.00	0.00	0.00		CC	0.00	0.00	0.00		CC	0.00	0.00	0.00		CC	0.00	0.00	0.00																					
MG	0.00	0.00	0.00		MG	0.00	0.00	0.00		MG	0.00	0.00	0.00		MG	0.00	0.00	0.00																					
TOTAL: 99.9 99.9				TOTAL:100.0 100.0 100.0				TOTAL:100.0 100.0 100.0				TOTAL:100.0 100.0 100.0																											

PRJBE NR.:1088-1

PRJBE NR.:1089-1

PRJBE NR.:1089-2

PRJBE NR.:1089-1

SI02 : 56.40	CR: 7	SI02 : 54.40	CR: 9	SI02 : 56.80	CR: 11	SI02 : 56.80	CR: 11
TI02 : 1.00	CJ: 7	TI02 : 1.20	CO: 6	TI02 : 1.20	CO: 17	TI02 : 1.20	CO: 17
AL203 : 19.50	NI: 5	AL203 : 18.30	NI: 7	AL203 : 19.10	NI: 5	AL203 : 19.10	NI: 5
FE203 : 2.00	CU: 10	FE203 : 2.28	CU: 14	FE203 : 2.10	CU: 24	FE203 : 2.10	CU: 24
FEJ : 1.50	ZN: 69	FEJ : 1.70	ZN: 71	FEJ : 2.00	ZN: 70	FEJ : 2.00	ZN: 70
MNO : .14	RB: 117	MNO : .15	RB: 111	MNO : .15	RB: 110	MNO : .15	RB: 110
MGO : .83	SR: 1192	MGO : .96	SR: 1287	MGO : 1.02	SR: 1290	MGO : 1.02	SR: 1290
CAJ : 3.71	Y : 27	CAJ : 4.20	Y : 30	CAJ : 4.14	Y : 30	CAJ : 4.14	Y : 30
NA2J : 5.25	ZR: 269	NA2J : 5.04	ZR: 257	NA2J : 4.94	ZR: 254	NA2J : 4.94	ZR: 254
K20 : 5.92	NB: 113	K20 : 6.78	NB: 121	K20 : 6.90	NB: 118	K20 : 6.90	NB: 118
P205 : .20	BA: 673	P205 : .22	BA: 705	P205 : .23	BA: 700	P205 : .23	BA: 700
H2J : .93		H2J : .45		H2J : .89		H2J : .89	
CU2 : .02		CU2 : .02		CU2 : .15		CU2 : .15	
CL : .13		CL : .19		CL : .14		CL : .14	
S : .12		S : .16		S : .16		S : .16	
TOTAL: 96.34	100.00	TOTAL: 96.06	100.00	TOTAL: 99.92	100.00	TOTAL: 99.92	100.00

O.I. : 78.65	15%	30%	O.I. : 76.35	15%	30%	O.I. : 75.40	15%	30%	O.I. : 76.35	15%	30%
MG ND: 30.44	78.88	79.06	MG ND: 31.32	76.49	76.69	MG ND: 32.41	75.66	75.87	MG ND: 31.85	76.60	76.80
Q : 0.00	0.00	0.00	Q : 0.00	0.00	0.00	Q : 0.00	0.00	0.00	Q : 0.00	0.00	0.00
C : 0.00	0.00	0.00	C : 0.00	0.00	0.00	C : 0.00	0.00	0.00	C : 0.00	0.00	0.00
Z : 0.00	0.00	0.00	Z : 0.00	0.00	0.00	Z : 0.00	0.00	0.00	Z : 0.00	0.00	0.00
DR : 42.15	42.14	42.12	DR : 41.12	41.10	41.08	DR : 41.12	41.10	41.08	DR : 41.45	41.43	41.41
AB : 26.72	27.27	27.71	AB : 22.86	23.49	23.98	AB : 23.14	23.80	24.32	AB : 26.63	27.46	27.95
AN : 8.62	8.62	8.62	AN : 8.24	8.23	8.23	AN : 8.83	8.82	8.82	AN : 10.14	10.13	10.13
LC : 0.00	0.00	0.00	LC : 0.00	0.00	0.00	LC : 0.00	0.00	0.00	LC : 0.00	0.00	0.00
NE : 9.78	9.47	9.23	NE : 11.29	10.94	10.66	NE : 11.13	10.76	10.47	NE : 8.06	7.71	7.43
KP : 0.00	0.00	0.00	KP : 0.00	0.00	0.00	KP : 0.00	0.00	0.00	KP : 0.00	0.00	0.00
HL : .23	.23	.23	HL : .24	.24	.24	HL : .20	.20	.20	HL : .17	.17	.17
TH : 0.00	0.00	0.00	TH : 0.00	0.00	0.00	TH : 0.00	0.00	0.00	TH : 0.00	0.00	0.00
NC : 0.00	0.00	0.00	NC : 0.00	0.00	0.00	NC : 0.00	0.00	0.00	NC : 0.00	0.00	0.00
AC : 0.00	0.00	0.00	AC : 0.00	0.00	0.00	AC : 0.00	0.00	0.00	AC : 0.00	0.00	0.00
NS : 0.00	0.00	0.00	NS : 0.00	0.00	0.00	NS : 0.00	0.00	0.00	NS : 0.00	0.00	0.00
KS : 0.00	0.00	0.00	KS : 0.00	0.00	0.00	KS : 0.00	0.00	0.00	KS : 0.00	0.00	0.00
WD : 3.70	3.70	3.70	WD : 5.01	5.01	5.01	WD : 4.80	4.79	4.79	WD : 3.44	3.44	3.44
EN : 1.17	1.38	1.60	EN : 1.67	1.96	2.28	EN : 1.65	1.94	2.25	EN : 1.15	1.35	1.57
FS : 2.67	2.39	2.10	FS : 3.50	3.11	2.69	FS : 3.27	2.89	2.49	FS : 2.40	2.13	1.85
FD : .67	.53	.37	FD : 1.37	.67	.21	FD : .77	.57	.36	FD : 1.00	.86	.71
FA : 1.68	1.01	.54	FA : 0.00	0.00	0.00	FA : 1.69	.94	.43	FA : 2.29	1.49	.92
CS : 0.00	0.00	0.00	CS : 0.00	0.00	0.00	CS : 0.00	0.00	0.00	CS : 0.00	0.00	0.00
MT : 0.00	.67	1.19	MT : 0.00	.75	1.35	MT : 0.00	.79	1.41	MT : 0.00	.76	1.35
CM : 0.00	0.00	0.00	CM : 0.00	0.00	0.00	CM : 0.00	0.00	0.00	CM : 0.00	0.00	0.00
HM : 0.00	0.00	0.00	HM : 0.00	0.00	0.00	HM : 0.00	0.00	0.00	HM : 0.00	0.00	0.00
IL : 1.96	1.96	1.96	IL : 2.39	2.39	2.39	IL : 2.56	2.56	2.56	IL : 2.32	2.32	2.31
TN : 0.00	0.00	0.00	TN : 0.00	0.00	0.00	TN : 0.00	0.00	0.00	TN : 0.00	0.00	0.00
PF : 0.00	0.00	0.00	PF : 0.00	0.00	0.00	PF : 0.00	0.00	0.00	PF : 0.00	0.00	0.00
KU : 0.00	0.00	0.00	KU : 0.00	0.00	0.00	KU : 0.00	0.00	0.00	KU : 0.00	0.00	0.00
AP : .49	.49	.49	AP : .55	.55	.55	AP : .64	.64	.64	AP : .55	.55	.55
FR : 0.00	0.00	0.00	FR : 0.00	0.00	0.00	FR : 0.00	0.00	0.00	FR : 0.00	0.00	0.00
PR : .12	.12	.12	PR : .16	.16	.16	PR : .15	.16	.16	PR : .15	.15	.15
CC : 0.00	0.00	0.00	CC : 0.00	0.00	0.00	CC : 0.00	0.00	0.00	CC : 0.00	0.00	0.00
MG : 0.00	0.00	0.00	MG : 0.00	0.00	0.00	MG : 0.00	0.00	0.00	MG : 0.00	0.00	0.00
TOTAL: 100.0	100.0	100.0	TOTAL: 100.0	100.0	100.0	TOTAL: 100.0	100.0	100.0	TOTAL: 100.0	100.0	100.0

PROBE NR.:1097-2

PROBE NR.:1097-1

PROBE NR.:1099-2

PROBE NR.:1099-3

SI02 : 52.90	53.8	CR1	87	SI02 : 52.40	56.6	CR1	22	SI02 : 54.20	54.6	CR:	87	SI02 : 53.00	56.8	CR1	11
TI02 : 1.90	1.9	CO:	11	TI02 : 1.20	1.3	CO:	10	TI02 : 1.70	1.7	CO:	12	TI02 : 1.10	1.2	CO:	18
AL203: 16.70	17.0	NI:	72	AL203: 17.20	18.6	NI:	16	AL203: 17.30	17.4	NI:	52	AL203: 17.60	18.9	NI:	3
FE2J3: 2.35	2.4	CU:	68	FE2U3: 2.33	2.5	CU:	17	FE203: 2.82	2.8	CU:	31	FE203: 2.25	2.4	CU:	19
FED : 3.15	3.2	ZN:	64	FED : 1.70	1.8	ZN:	68	FED : 2.60	2.6	ZN:	67	FED : 1.70	1.8	ZN:	75
MNJ : .14	.1	R8:	106	MNO : .15	.2	R8:	119	MNO : .15	.2	R8:	105	MNO : .16	.2	R8:	119
HG0 : 4.80	4.9	SR:	977	HG0 : 1.41	1.5	SR:	979	HG0 : 3.75	3.8	SR:	162	HG0 : .94	1.0	SR:	111
CAU : 6.93	6.9	Y :	24	CAU : 4.17	4.5	Y :	28	CAU : 6.34	6.4	Y :	26	CAU : 3.81	4.1	Y :	28
NA2O : 3.54	3.6	ZR:	221	NA2O : 4.90	5.3	ZR:	264	NA2O : 4.18	4.2	ZR:	243	NA2O : 5.61	6.0	ZR:	264
K2O : 5.65	5.7	N8:	85	K2O : 6.64	7.2	N8:	118	K2O : 5.85	5.9	N8:	95	K2O : 6.77	7.3	N8:	119
P205 : .30	.3	BA:	696	P205 : .22	.2	BA:	607	P205 : .29	.3	BA:	652	P205 : .21	.2	BA:	657
H2O : .89	0.0			H2O : .59	0.0			H2O : .63	0.0			H2O : 1.20	0.0		
CO2 : .09	0.0			CO2 : .02	0.0			CO2 : .02	0.0			CO2 : .01	0.0		
CL : .11	.1			CL : .18	.1			CL : .13	.1			CL : .17	.1		
S : .14	.1			S : .17	.1			S : .14	.1			S : .15	.1		
TOTAL: 99.59															

D.I. : 58.05 58.42 58.70
MG NO: 61.91 64.84 67.36

D.I. : 75.68 75.95 76.16
MG NO: 39.83 42.90 45.67

D.I. : 62.70 79.46 79.81
MG NO: 31.03 33.80 36.35

D.I. : 58.05 58.42 58.70
MG NO: 61.91 64.84 67.36

Q	:	0.00	0.00	0.00	0.00	Q	:	0.00	0.00	0.00	0.00	Q	:	0.00	0.00	0.00	0.00
C	:	0.00	0.00	0.00	0.00	C	:	0.00	0.00	0.00	0.00	C	:	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	:	0.00	0.00	0.00	0.00	Z	:	0.00	0.00	0.00	0.00	Z	:	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	:	34.01	33.99	33.97	42.52	OR	:	34.90	34.88	34.86	34.86	OR	:	42.96	42.94	42.92	42.92
AB	:	17.13	17.99	18.67	20.52	AB	:	19.29	20.12	20.78	20.78	AB	:	20.00	20.64	21.43	21.43
AN	:	13.55	13.55	13.54	6.34	AN	:	11.66	11.65	11.64	11.64	AN	:	3.59	3.59	3.59	3.59
LC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	LC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	LC	:	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	:	6.92	6.44	6.06	12.64	NE	:	8.50	8.04	7.68	7.68	NE	:	16.24	15.88	15.41	15.41
KP	:	0.00	0.00	0.00	0.00	KP	:	0.00	0.00	0.00	0.00	KP	:	0.00	0.00	0.00	0.00
HL	:	.14	.14	.14	.24	HL	:	.16	.16	.16	.16	HL	:	.22	.22	.22	.22
TH	:	0.00	0.00	0.00	0.00	TH	:	0.00	0.00	0.00	0.00	TH	:	0.00	0.00	0.00	0.00
NC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	NC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	NC	:	0.00	0.00	0.00	0.00
AC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	AC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	AC	:	0.00	0.00	0.00	0.00
NS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	NS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	NS	:	0.00	0.00	0.00	0.00
KS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	KS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	KS	:	0.00	0.00	0.00	0.00
WO	:	7.89	7.88	7.88	6.00	WO	:	7.54	7.54	7.53	7.53	WO	:	6.33	6.33	6.33	6.33
EN	:	4.79	5.19	5.55	2.47	EN	:	4.20	4.61	4.98	4.98	EN	:	2.04	2.40	2.51	2.51
FS	:	2.65	2.13	1.65	3.58	FS	:	3.04	2.51	2.00	2.00	FS	:	4.51	4.04	3.20	3.20
FD	:	5.13	4.89	4.64	.94	FD	:	3.66	3.38	3.11	3.11	FD	:	.33	.08	0.00	0.00
FA	:	3.17	2.22	1.52	1.50	FA	:	2.92	2.02	1.38	1.38	FA	:	.80	.15	0.00	0.00
CS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CS	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CS	:	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	:	0.00	1.03	1.83	.79	MT	:	0.00	.99	1.77	1.77	MT	:	0.00	.77	1.37	1.37
CH	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CH	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CH	:	0.00	0.00	0.00	0.00
HM	:	0.00	0.00	0.00	0.00	HM	:	0.00	0.00	0.00	0.00	HM	:	0.00	0.00	0.00	0.00
IL	:	3.68	3.67	3.67	2.47	IL	:	3.26	3.26	3.26	3.26	IL	:	2.24	2.24	2.24	2.24
IN	:	0.00	0.00	0.00	0.00	IN	:	0.00	0.00	0.00	0.00	IN	:	0.00	0.00	0.00	0.00
PF	:	0.00	0.00	0.00	0.00	PF	:	0.00	0.00	0.00	0.00	PF	:	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	:	0.00	0.00	0.00	0.00	RU	:	0.00	0.00	0.00	0.00	RU	:	0.00	0.00	0.00	0.00
AP	:	.72	.72	.72	.56	AP	:	.69	.69	.69	.69	AP	:	.53	.53	.53	.53
FR	:	0.00	0.00	0.00	0.00	FR	:	0.00	0.00	0.00	0.00	FR	:	0.00	0.00	0.00	0.00
PR	:	.13	.13	.13	.17	PR	:	.13	.13	.13	.13	PR	:	.15	.15	.15	.15
CC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CC	:	0.00	0.00	0.00	0.00	CC	:	0.00	0.00	0.00	0.00
MG	:	0.00	0.00	0.00	0.00	MG	:	0.00	0.00	0.00	0.00	MG	:	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL:100.0																	

INFINITE VALUE IN DATA NEAR LINE 158

PROBE NR.:1099-3A-I										PROBE NR.:1099-3B-I										PROBE NR.:1099-3C-I										PROBE NR.:1101-3									
S102	: 54.30	55.4	CR:	0	S102	: 56.70	58.3	CR:	0	S102	: 57.00	59.3	CR:	0	S102	: 47.40	51.1	CR:	123																				
T102	: 1.50	1.5	CO:	0	T102	: 1.10	1.1	CO:	0	T102	: .85	.9	CU:	0	T102	: 2.30	2.4	CJ:	15																				
AL203	: 16.70	17.1	NI:	0	AL203	: 18.30	18.8	NI:	0	AL203	: 19.70	19.1	NI:	0	AL203	: 15.00	15.4	NI:	43																				
FE203	: 2.60	2.7	CU:	0	FE203	: 1.70	1.7	CU:	0	FE203	: 1.30	1.3	CU:	0	FE203	: 3.50	3.5	CU:	44																				
FE0	: 2.70	2.8	ZN:	0	FE0	: 2.30	2.4	ZN:	0	FE0	: 2.30	2.4	ZN:	0	FE0	: 3.50	3.6	ZN:	64																				
MNO	: .15	.2	RB:	0	MNO	: .15	.2	RB:	0	MNO	: .12	.1	RB:	0	MNO	: .14	.1	RB:	31																				
MGO	: 3.70	3.8	SR:	0	MGO	: 1.00	1.0	SR:	0	MGO	: .82	.8	SR:	0	MGO	: 7.00	7.2	SR:	151																				
CAU	: 5.00	6.1	Y:	0	CAU	: 3.90	4.0	Y:	0	CAU	: 3.30	3.5	Y:	0	CAU	: 9.00	9.2	Y:	26																				
NA20	: 4.20	4.3	ZR:	0	NA20	: 5.10	5.2	ZR:	0	NA20	: 5.40	5.5	ZR:	0	NA20	: 2.70	2.8	ZR:	217																				
K20	: 5.60	5.7	NB:	0	K20	: 6.50	6.8	NB:	0	K20	: 7.00	7.2	NB:	0	K20	: 4.17	4.2	NB:	66																				
P205	: .36	.4	BA:	0	P205	: .25	.3	BA:	0	P205	: .21	.2	BA:	0	P205	: .37	.4	BA:	644																				
H20	: 1.00	0.0			H20	: 1.20	0.0			H20	: .83	0.0			H20	: .78	0.0																						
CO2	: .02	0.0			CO2	: .01	0.0			CO2	: .03	0.0			CO2	: .02	0.0																						
CL	: .12	.1			CL	: .12	.1			CL	: .12	.1			CL	: .04	.0																						
S	: .12	.1			S	: .15	.1			S	: .17	.1			S	: .03	.0																						
TOTAL: 97.07 100.00					TOTAL: 98.58 100.00					TOTAL: 99.53 100.00					TOTAL: 98.47 100.00																								
D.I.: 64.04 64.38 64.65					D.I.: 77.45 77.71 77.91					D.I.: 80.42 80.64 80.82					D.I.: 44.25 44.73 45.04																								
MG NO: 56.63 59.76 62.43					MG NO: 31.76 34.57 37.14					MG NO: 29.54 32.35 34.85					MG NO: 65.23 68.05 70.43																								
Q	: 3.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00		Q	: 0.00	0.00	0.00																					
C	: 0.00	0.00	0.00		C	: 0.00	0.00	0.00		C	: 0.00	0.00	0.00		C	: 0.00	0.00	0.00																					
Z	: 0.00	0.00	0.00		Z	: 0.00	0.00	0.00		Z	: 0.00	0.00	0.00		Z	: 0.00	0.00	0.00																					
UR	: 33.85	33.86	33.84		UR	: 40.17	40.15	40.14		UR	: 42.32	42.30	42.29		UR	: 25.34	25.31	25.29																					
AB	: 23.60	24.42	25.07		AB	: 29.61	30.24	30.73		AB	: 23.55	24.22	24.66		AB	: 13.74	14.53	15.72																					
AN	: 10.78	10.77	10.76		AN	: 8.14	8.13	8.13		AN	: 5.61	5.61	5.61		AN	: 17.63	17.05	17.05																					
LC	: 0.00	0.00	0.00		LC	: 0.00	0.00	0.00		LC	: 0.00	0.00	0.00		LC	: 0.00	0.00	0.00																					
NE	: 6.56	6.10	5.74		NE	: 7.67	7.32	7.04		NE	: 9.44	9.12	8.87		NE	: 5.14	4.93	4.93																					
KP	: 0.00	0.00	0.00		KP	: 0.00	0.00	0.00		KP	: 0.00	0.00	0.00		KP	: 6.00	0.00	0.00																					
HL	: .15	.15	.15		HL	: .15	.15	.15		HL	: .15	.15	.15		HL	: .02	.02	.02																					
TH	: 0.00	0.00	0.00		TH	: 0.00	0.00	0.00		TH	: 0.00	0.00	0.00		TH	: 0.00	10.00	0.00																					
NC	: 0.00	0.00	0.00		NC	: 0.00	0.00	0.00		NC	: 0.00	0.00	0.00		NC	: 6.00	0.00	0.00																					
AC	: 0.00	0.00	0.00		AC	: 0.00	0.00	0.00		AC	: 0.00	0.00	0.00		AC	: 0.00	0.00	0.00																					
NS	: 0.00	0.00	0.00		NS	: 0.00	0.00	0.00		NS	: 0.00	0.00	0.00		NS	: 0.00	0.00	0.00																					
KS	: 0.00	0.00	0.00		KS	: 0.00	0.00	0.00		KS	: 0.00	0.00	0.00		KS	: 0.00	0.00	0.00																					
WD	: 7.17	7.16	7.16		WD	: 4.19	4.19	4.19		WD	: 3.34	3.34	3.34		WD	: 10.47	10.44	10.43																					
EN	: 3.94	4.31	4.65		EN	: 1.38	1.61	1.86		EN	: 1.21	1.42	1.55		EN	: 6.87	7.35	7.35																					
FS	: 2.95	2.47	2.01		FS	: 2.95	2.64	2.31		FS	: 2.74	2.56	2.37		FS	: 5.40	2.73	2.12																					
FO	: 5.85	3.59	3.34		FO	: .83	.67	.49		FO	: .62	.47	.31		FO	: 7.74	7.35	7.05																					
FA	: 3.20	2.27	1.59		FA	: 1.76	1.20	.67		FA	: 1.65	.77	.49		FA	: 4.22	3.01	2.11																					
CS	: 0.00	0.00	0.00		CS	: 0.00	0.00	0.00		CS	: 0.00	0.00	0.00		CS	: 0.00	0.00	0.00																					
MT	: 0.00	.99	1.77		MT	: 0.00	.76	1.35		MT	: 0.00	.56	1.21		MT	: 0.00	1.31	2.31																					
CH	: 0.00	0.00	0.00		CH	: 0.00	0.00	0.00		CH	: 0.00	0.00	0.00		CH	: 0.00	0.00	0.00																					
HM	: 0.00	0.00	0.00		HM	: 0.00	0.00	0.00		HM	: 0.00	0.00	0.00		HM	: 0.00	0.00	0.00																					
IL	: 2.92	2.91	2.91		IL	: 2.15	2.15	2.15		IL	: 1.71	1.71	1.71		IL	: 4.44	4.44	4.44																					
TN	: 0.00	0.00	0.00		TN	: 0.00	0.00	0.00		TN	: 0.00	0.00	0.00		TN	: 0.00	0.00	0.00																					
PF	: 0.00	0.00	0.00		PF	: 0.00	0.00	0.00		PF	: 0.00	0.00	0.00		PF	: 0.00	0.00	0.00																					
RU	: 0.00	0.00	0.00		RU	: 0.00	0.00	0.00		RU	: 0.00	0.00	0.00		RU	: 0.00	0.00	0.00																					
AP	: .97	.87	.87		AP	: .61	.61	.61		AP	: .51	.51	.51		AP	: .90	.90	.90																					
FR	: 0.00	0.00	0.00		FR	: 0.00	0.00	0.00		FR	: 0.00	0.00	0.00		FR	: 0.00	0.00	0.00																					
PR	: .11	.11	.11		PR	: .15	.15	.15		PR	: .15	.15	.15		PR	: .02	.02	.02																					
CC	: 0.00	0.00	0.00		CC	: 0.00	0.00	0.00		CC	: 0.00	0.00	0.00		CC	: 0.00	0.00	0.00																					
MG	: 0.00	0.00	0.00		MG	: 0.00	0.00	0.00		MG	: 0.00	0.00	0.00		MG	: 0.00	0.00	0.00																					
TOTAL:100.0 100.0 100.0					TOTAL:103.0 100.0 100.0					TOTAL:109. 100.0 100.0					TOTAL:109.0 100.0 100.0																								

Tab. 2b : HAUPTTELEMENT - ANALYSEN (USGS/RESTON, spektrometrisch)

SAMPLE	1002 ULP	1017 ULP	1026 MLP	1034 MLP	1044 MLP	1050 MLP	1055 MLP	1055 COR	1060 OLP	1369 OLP	1075 OLP	1088 OLP	1089-1
SI02	54.40	55.80	56.00	57.50	57.20	57.70	55.66	57.30	57.00	57.10	57.50	57.30	57.00
TI02	0.12	0.16	0.21	0.27	0.46	0.59	0.66	0.68	0.82	0.90	0.88	0.95	1.10
AL203	20.10	20.60	20.10	19.90	19.20	19.20	18.30	18.60	18.80	18.60	18.70	18.90	18.70
FE0	0.47	0.60	0.64	0.60	0.94	1.10	1.10	1.96	1.30	1.30	1.30	1.50	1.70
FE203	1.80	1.30	1.30	1.50	1.70	1.70	1.10	1.13	2.10	2.30	2.30	2.20	2.40
MNO	0.51	0.33	0.27	0.21	0.18	0.43	0.15	0.16	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13
MG0	0.22	0.11	0.12	0.18	0.31	0.43	0.51	0.53	0.70	0.86	0.82	0.85	1.10
CA0	1.10	0.85	1.10	1.40	1.80	2.30	3.80	2.63	3.50	3.50	3.50	3.60	4.00
NA20	11.70	10.60	9.30	8.60	7.30	6.50	6.10	6.29	5.60	5.50	5.40	5.10	4.90
K20	5.60	5.50	5.90	6.40	6.60	7.00	6.80	7.01	7.00	7.00	7.00	7.00	6.70
P205	0.03	0.04	0.03	0.05	0.09	0.12	0.15	0.16	0.22	0.23	0.21	0.24	0.27
H20+	2.10	2.70	3.50	2.10	2.70	2.00	2.00	2.06	1.20	0.97	0.83	0.98	0.46
CO2	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	1.00	0.02	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02
S	0.026	0.035	0.052	0.042	0.122	0.159	0.171	0.176	0.171	0.177	0.17	0.12	0.168
F	0.70	0.40	0.28	0.21	0.14	0.11	0.10	0.10	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07
CL	0.26	0.33	0.39	0.30	0.27	0.23	0.18	0.19	0.13	0.17	0.12	0.13	0.13
TOTAL	99.176	99.375	99.432	99.282	99.032	99.289	99.581	99.256	98.771	98.847	98.950	99.090	98.848

SAMPLE	1089-2	1099-1	1099-2	1099-3A	1099-3B	1101-3
SI02	56.50	56.70	53.70	54.30	56.70	49.90
TI02	1.10	1.10	1.50	1.50	1.10	2.10
AL203	18.50	18.10	16.70	16.70	18.30	14.70
FE0	1.80	1.70	2.60	2.60	1.70	3.50
FE203	2.40	2.90	3.80	2.70	2.30	3.70
MNO	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16
MG0	1.10	1.60	3.80	3.70	1.00	6.90
CA0	4.10	4.60	6.00	6.00	3.90	9.00
NA20	5.00	5.00	4.20	4.20	5.10	2.80
K20	6.90	6.60	5.80	5.60	6.60	4.30
P205	0.30	0.28	0.35	0.36	0.25	0.42
H20+	0.82	0.59	0.63	1.00	1.20	0.78
CO2	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
S	0.162	0.171	0.129	0.116	0.154	0.032
F	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.13
CL	0.15	0.11	0.11	0.12	0.12	0.02
TOTAL	99.052	99.551	98.579	99.146	98.664	98.462

Tab. 3 : M I K R O S O N D E N A N A L Y S E N (Gew. %)

Tab. 3.1 : GLASMATRIX (Alle Analysen normiert auf 100 %. "TOTAL" gibt ursprüngliche Analysensumme an)

	1002 M 248	1002 M 253	1002 M 254	1002 M 256	1017 M 264	1017 M 265	1024 MT 215	1034 M 217	(1034 M) 281 a	1036 M 283	1036 M 284
SiO ₂	60.59	56.13	57.05	56.82	61.45	60.69	60.30	58.75	58.95	58.63	60.27
TiO ₂	-	0.11	-	0.11	0.27	0.28	-	0.24	-	0.10	-
Al ₂ O ₃	23.61	22.06	22.64	22.34	21.11	20.62	20.53	21.78	21.40	21.35	21.35
FeO	2.28	2.36	1.67	2.09	1.73	1.76	-	2.51	1.99	2.71	1.55
MnO	0.71	0.51	0.41	0.42	-	-	-	0.42	0.28	-	-
MgO	-	0.14	-	-	-	-	-	0.12	0.11	-	-
CaO	0.18	0.67	0.26	0.39	0.91	0.94	1.32	0.78	1.12	0.89	1.21
K ₂ O	5.36	4.95	5.15	5.11	6.13	6.04	6.34	6.33	6.33	7.18	6.14
Na ₂ O	6.82	12.60	12.50	12.31	7.96	9.47	11.51	0.07	9.42	9.16	9.23
P ₂ O ₅	0.20	0.24	0.14	0.18	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0.25	0.22	0.18	0.22	0.24	0.21	-	-	-	0.19	-
TOTAL	95.16	100.12	93.25	98.57	101.59	94.82	95.88	97.82	100.00	100.22	101.67

	1036 MT 285	1055-2 M 304	1055-2 M 306	1060 M 226	1075 M 315	1076 M1 230	1076 M2 231	1076 M3 232	1076 M4 233	1075 M 318
SiO ₂	60.66	60.37	60.34	59.88	60.09	59.77	60.38	60.08	60.54	60.49
TiO ₂	0.19	0.40	0.32	-	0.47	-	-	-	-	0.11
Al ₂ O ₃	20.34	19.97	20.39	20.04	19.75	20.53	20.15	19.83	20.30	20.24
FeO	1.75	1.99	1.96	2.59	2.33	2.49	2.51	2.65	2.45	1.77
MnO	-	-	-	0.23	-	0.19	0.17	0.19	0.17	-
MgO	-	0.11	-	0.37	0.18	0.26	0.32	0.26	0.26	0.09
CaO	1.33	1.58	1.85	1.90	1.43	1.79	1.80	1.79	1.88	1.40
K ₂ O	6.74	8.35	7.98	7.59	8.47	7.13	7.53	7.53	6.76	8.38
Na ₂ O	8.70	7.00	7.01	7.10	7.09	7.17	6.88	7.39	7.35	7.30
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0.29	0.24	0.20	0.31	0.19	0.28	0.26	0.29	0.29	0.23
TOTAL	101.02	98.53	99.47	96.38	96.76	96.37	96.26	97.20	97.84	98.56

Matrixglas von Kristallakkumulaten

	1088-1b M 329	1088-1b M 331	1101-4 M* 335	1089-4 C 242	1099-4 C 243	1099-4 C2 332	1101-5 C 244	1101-5 C2 245
SiO ₂	60.58	59.64	55.23	58.93	56.18	55.64	55.32	55.85
TiO ₂	0.37	0.45	0.70	0.79	0.73	0.46	1.12	1.25
Al ₂ O ₃	19.56	19.81	21.87	20.30	21.88	21.90	22.06	21.74
FeO	2.20	2.19	2.48	2.74	2.69	2.61	2.91	2.86
MnO	-	-	-	0.16	0.05	-	-	-
MgO	0.22	0.13	0.29	0.18	0.21	0.09	0.39	0.27
CaO	1.68	1.71	3.39	1.90	2.65	2.03	3.44	4.07
K ₂ O	8.25	8.63	8.19	8.16	7.89	9.41	7.70	7.38
Na ₂ O	6.91	7.23	6.93	6.85	7.72	7.39	7.06	6.57
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0.23	0.20	0.35	-	-	0.48	-	-
TOTAL	98.12	97.23	99.81	98.68	97.06	98.63	97.28	95.82

* Matrix Mischgestein

Tab. 3.2.1 : SANIDIN

	1002 SAN 1	1002 SAN 2	1002 SAN 3	1-1 Staps 4	2-1 Staps 5	2-2 Staps 6	2-1 Staps 7	2-2 Staps 8	2-3 Staps 9	2-4 Staps 10
SiO ₂	66.48	66.48	66.72	64.43	66.57	64.69	64.74	65.74	65.01	65.31
Al ₂ O ₃	19.59	19.28	19.42	19.68	18.87	21.20	20.54	19.15	20.43	19.35
CaO	0.45	1.10	1.09	0.74	0.33	2.32	1.61	0.41	1.64	0.33
Na ₂ O	4.93	5.74	5.61	6.32	5.31	9.02	8.10	5.65	8.14	5.19
K ₂ O	9.36	8.29	8.48	7.47	9.08	2.08	3.94	8.63	3.90	8.90
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.0	0.18	0.0	0.28	0.14	0.20	0.24	0.17	0.19	0.17
TOTAL	100.81	101.07	101.32	98.92	100.30	99.51	99.17	99.75	99.31	99.25
Ab	43.49	48.64	47.58	54.28	46.31	77.29	69.94	48.90	70.10	46.22
Or	54.32	46.21	47.32	42.21	52.10	10.99	22.38	49.14	22.10	52.15
An	2.19	5.15	3.51	1.59	11.73	7.68	1.96	7.80	1.62	2.99
Cels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	5-1 Staps 11	5-3 Staps 12	1-1 Staps 13	1-2 Staps 14	1-3 Staps 15	1-1 Staps 16	1-2 Staps 17	1-3 Staps 18	1024 San 22	1024 SAN 23
SiO ₂	64.30	64.51	65.83	66.54	66.20	63.83	63.95	64.01	66.48	66.38
Al ₂ O ₃	19.17	18.94	18.68	18.75	18.84	19.12	19.00	18.90	19.63	20.00
CaO	0.61	0.56	0.06	0.04	0.13	0.65	0.71	0.67	0.48	0.72
Na ₂ O	3.52	3.52	6.21	6.77	7.87	3.39	3.47	3.47	4.62	4.91
K ₂ O	11.25	11.36	7.55	6.93	5.27	11.05	10.83	11.07	9.25	8.81
BaO	-	-	-	-	-	0.52	0.36	0.25	0.17	0.13
FeO	0.24	0.26	0.14	0.13	0.10	0.20	0.24	0.24	0.00	0.00
TOTAL	99.09	99.15	98.47	99.16	98.41	98.76	98.56	98.61	100.63	100.95
Ab	31.26	31.14	55.39	59.64	68.98	30.76	31.58	31.20	42.11	44.22
Or	65.74	66.12	44.31	40.17	30.39	65.98	64.85	65.48	55.47	52.20
An	2.99	2.74	0.30	0.19	0.63	3.26	3.57	3.33	2.42	3.58
Cels	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+

	1024 SAN 24	1024 SAN 25	1024 SAN 27	1024 SAN 29	1024 SAN 30	1036 SAN 36	1046 SAN 43	1046 SAN 44	1046 SAN 45	1046 SAN 46
SiO ₂	66.63	66.97	66.16	66.32	66.36	66.97	64.84	65.65	66.55	64.73
Al ₂ O ₃	19.12	19.53	19.44	19.64	19.82	18.94	19.70	19.49	19.36	19.40
CaO	0.27	0.33	0.51	0.41	0.63	0.15	0.63	0.91	0.65	0.76
Na ₂ O	6.41	5.58	4.80	4.46	4.78	5.76	3.57	3.69	3.89	3.90
K ₂ O	7.44	7.60	9.10	9.49	8.94	8.52	10.59	10.29	10.23	10.01
BaO	0.10	0.14	0.05	0.00	0.20	0.00	0.00	0.29	0.06	0.05
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.97	100.15	100.06	100.32	100.73	100.34	99.33	100.32	100.74	98.85
Ab	55.96	51.85	43.32	40.80	43.26	50.31	32.80	33.48	35.39	35.73
Or	42.74	46.46	54.04	57.12	53.23	48.96	64.01	61.43	61.23	60.33
An	1.30	1.69	2.54	2.07	3.15	0.72	3.20	4.56	3.27	3.85
Cels	-	-	0.09	-	0.37	-	-	0.53	0.11	0.09

	1036 T (GM)* 536	1036 T (GM)* 537	1050 SAN 48	1050 SAN 49	1050 SAN 50	1050 SAN 51	1055-2 SAN 538	1055-2 SAN 539	1060 SAN 55	1060 SAN 56
SiO ₂	64.85	65.28	66.09	65.90	66.43	64.63	65.95	65.84	65.10	65.00
Al ₂ O ₃	19.36	19.29	18.98	19.88	19.46	20.51	20.04	19.77	19.86	19.89
CaO	0.57	0.41	0.65	0.56	0.32	0.70	0.86	0.69	0.53	0.49
Na ₂ O	4.38	4.70	3.30	3.93	3.89	3.79	3.67	3.67	3.19	3.04
K ₂ O	10.34	10.09	10.05	9.61	9.89	10.66	11.49	11.94	10.54	10.93
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO		0.10	0.13	0.15	0.09	0.21	0.22	0.12	0.14	0.15
TOTAL	99.50	99.87	99.20	100.03	100.08	100.50	102.30	102.03	99.36	99.50
Ab	38.09	40.64	32.13	37.21	35.03	35.16	31.76	30.82	30.62	28.95
Or	59.17	57.40	64.37	59.86	58.60	62.43	64.20	65.98	66.57	68.47
An	2.74	1.96	3.50	2.93	6.37	2.41	4.04	3.20	2.81	2.59
Cels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* T = Tröpfchen - Einschuß , GM = Grundmasse

	1060 SAN 57	1060 SAN 58	1061-7 SAN 540	1061-7 SAN 541	1075 SAN 542	1076 SAN 63	1076 SAN 64	1076 SAN 65	(1079-3 SAN) 543	1079-3 SAN 69a	1079-3 SAN 69b
SiO ₂	64.79	65.11	65.23	65.78	65.89	63.45	65.15	63.67	64.03	63.17	63.18
Al ₂ O ₃	20.18	20.07	19.91	19.95	19.81	19.16	20.10	19.85	19.65	18.99	18.45
CaO	0.68	0.76	0.62	0.73	0.70	0.48	0.60	0.55	0.50	0.49	0.66
Na ₂ O	3.25	3.20	3.09	3.03	3.65	5.73	3.54	3.44	2.94	2.85	2.92
K ₂ O	9.95	9.77	12.13	12.22	11.31	10.53	10.12	10.42	12.07	12.63	12.33
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.54
FeO	0.15	0.19	0.00	0.11	0.10	0.16	(1.46 ?)	0.14	0.12	0.00	0.00
TOTAL	99.00	99.10	101.25	100.98	101.46	99.51	100.97	98.07	99.32	98.50	98.08
Ab	31.95	31.85	27.07	26.41	31.80	31.45	33.62	32.45	26.36	24.80	25.38
Or	64.36	63.97	69.92	70.07	64.83	66.02	63.23	64.69	71.17	72.31	70.50
An	3.69	4.18	3.20	3.00	3.52	2.53	3.15	2.87	2.48	2.36	3.17
Cels	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.54	0.95

	1079-3 SAN 544	1079-3 SAN 545	1088 SAN 546	1088 SAN 547	1099 SAN 548	1099 SAN 71	1099 SAN 72	1099 SAN 73	1099 SAN 74	1099 SAN 75
SiO ₂	63.14	63.31	63.78	65.51	64.25	64.76	65.14	65.21	66.17	63.19
Al ₂ O ₃	19.82	20.27	20.94	19.59	20.16	19.09	19.16	19.04	20.10	20.79
CaO	0.80	0.84	2.28	0.61	0.91	0.54	0.54	0.19	0.85	0.93
Na ₂ O	2.86	2.88	4.84	3.40	3.90	3.75	3.62	3.98	2.84	2.82
K ₂ O	11.39	11.54	8.55	11.41	10.42	10.50	10.74	10.96	10.89	10.17
BaO	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.07	0.81	2.38
FeO	0.00	0.00	0.61	0.14	0.16	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.01	98.84	101.00	100.66	99.80	98.80	99.20	99.45	101.66	100.28
Ab	26.49	26.33	41.28	30.24	34.64	34.23	32.96	35.19	26.70	26.84
Or	69.41	69.42	47.98	66.76	60.89	63.05	64.33	63.76	67.35	63.69
An	4.09	4.24	10.75	3.00	4.47	2.72	2.72	0.93	4.42	4.89
Cels	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.13	1.54	4.58

	1099 SAN 76	1099 SAN 77	1099 SAN 78	1099 SAN * 79
SiO ₂	65.58	65.07	63.89	61.06
Al ₂ O ₃	19.67	19.40	20.14	23.67
CaO	0.69	0.65	0.88	4.19
Na ₂ O	4.04	4.08	4.31	4.98
K ₂ O	10.14	10.22	10.09	5.59
BaO	0.36	0.44	0.13	1.27
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.48	99.86	99.44	100.76
Ab	36.18	36.34	37.61	44.35
Or	59.75	59.86	57.92	32.75
AN	3.41	3.22	4.24	20.62
Cels	0.65	0.80	0.00	0.00

* Mischgestein Grundmasse

Tab. 3.2.2 : PLAGIOKLAS

	1-1 Staps 19	1-2 Staps 20	1-3 Staps 21	1024 PLAG 26	1024 PLAG 28	1024 PLAG 31	1024 PLAG 32	1024 PLAG 33	1024 PLAG 34	1024 PLAG 35
SiO ₂	57.65	58.18	57.49	64.95	64.02	55.37	56.07	57.66	57.58	59.50
Al ₂ O ₃	24.99	24.69	25.10	22.57	22.27	28.92	27.27	26.28	26.75	26.23
CaO	7.40	7.41	7.54	2.81	3.47	9.62	9.00	7.31	7.85	6.75
Na ₂ O	6.10	6.32	6.12	6.77	7.39	5.13	5.54	6.13	6.35	6.72
K ₂ O	1.41	1.42	1.37	5.69	3.23	1.19	2.00	1.87	1.30	1.68
BaO	0.13	0.09	0.16	0.16	0.00	0.28	0.40	0.34	0.08	0.07
FeO	0.41	0.37	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.09	98.48	98.20	102.95	100.38	100.51	100.28	99.59	99.91	100.95
Ab	54.87	56.69	54.70	56.11	64.64	45.46	46.52	53.45	54.93	58.08
Or	8.34	8.23	8.06	31.03	18.59	6.94	11.05	10.73	7.40	9.55
An	36.76	36.08	37.24	12.87	16.77	47.10	41.76	35.22	37.53	32.24
Cels	-	-	-	-	0.00	0.56	0.68	0.60	0.14	0.12

	1036 PLAG 37	1036 PLAG 38	1036 PLAG 39	1036 PLAG 40	1036 PLAG 41	1036 PLAG 42	1046 PLAG 47	1050 PLAG 52	1050 PLAG 53	1050 PLAG 54
SiO ₂	56.76	57.37	57.66	54.80	57.09	65.34	59.28	62.05	58.80	57.13
Al ₂ O ₃	26.63	26.56	26.03	28.58	26.74	21.63	25.43	23.28	25.60	26.55
CaO	8.07	7.86	7.67	9.03	7.64	3.15	6.66	5.07	7.52	9.10
Na ₂ O	6.36	6.18	6.43	5.46	6.31	6.36	6.69	2.11	6.14	5.59
K ₂ O	1.24	1.22	1.26	1.38	1.53	2.54	1.61	7.22	1.60	1.29
BaO	0.31	0.32	0.09	0.14	0.18	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.27	0.29
TOTAL	99.37	99.51	99.14	99.39	99.49	99.02	99.79	100.00	99.93	99.95
Ab	54.37	54.25	55.84	47.95	54.51	65.09	58.41	63.28	54.11	48.75
Or	6.97	7.05	7.20	7.97	8.70	17.10	9.25	12.17	9.28	7.40
An	38.12	38.13	36.81	43.82	36.47	17.81	32.13	24.55	36.62	43.85
Cels	0.54	0.57	0.16	0.25	0.31	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00

	1050 PLAG 549	1050 PLAG 550	1050 PLAG 551	1060 PLAG 59	1060 PLAG 60	1060 PLAG 61	1060 PLAG 62	1061-7PLAG 552	1061-7PLAG 553
SiO ₂	63.87	63.66	61.29	57.97	57.13	55.95	57.32	59.67	59.38
Al ₂ O ₃	25.01	25.43	24.29	25.16	25.97	26.26	25.61	26.21	26.57
CaO	5.61	5.85	5.59	7.16	8.30	8.96	7.93	7.58	7.80
Na ₂ O	7.10	7.38	6.70	6.15	5.88	5.52	5.77	6.30	6.22
K ₂ O	2.35	2.11	2.02	1.81	1.06	1.25	1.62	1.98	1.72
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.22	0.39	0.25	0.23	0.28	0.27	0.30	0.33	0.33
TOTAL	104.16	104.82	100.14	98.48	98.62	98.21	98.55	102.07	102.02
Ab	60.45	61.50	58.39	54.44	52.67	49.53	51.44	53.43	53.34
Or	13.16	11.57	12.52	10.54	6.25	7.38	9.50	11.05	9.70
An	26.39	26.94	29.09	35.02	41.08	43.09	39.06	35.52	36.96
Cels	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	1075 PLAG 554	1075 PLAG 555	1076 PLAG 66	1076 PLAG 67	1076PLAG 68	1079 PLAG 70	1079-3PLAG 556	1079-3PLAG 557	1088 PLAG 560	1088 PLAG 561
SiO ₂	57.46	59.95	57.51	58.46	58.82	57.28	58.36	58.33	56.83	59.96
Al ₂ O ₃	27.46	25.68	25.95	25.14	25.05	26.41	26.53	26.77	25.31	26.22
CaO	8.83	7.08	7.96	7.51	7.16	8.12	8.09	8.24	6.73	7.44
Na ₂ O	5.93	6.58	5.84	5.94	6.67	5.56	5.73	5.46	6.14	6.24
K ₂ O	1.04	1.35	1.52	1.85	1.32	1.77	1.66	1.60	1.47	1.36
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	-	-	-	-
FeO	0.29	0.25	0.30	0.27	0.25	0.00	0.32	0.34	0.28	0.30
TOTAL	101.01	100.89	99.08	99.17	99.27	99.25	100.69	100.74	100.16	101.52
Ab	51.59	57.82	51.96	52.55	58.03	49.49	50.74	49.34	56.71	55.49
Or	5.95	7.80	8.90	10.75	7.55	10.37	9.67	9.51	8.93	7.96
An	42.45	34.38	39.14	36.70	34.42	39.94	39.59	41.15	34.35	35.56
Cels	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	-	-	-	-

	1088 PLAG 562	1088 PLAG 562	1088 PLAG 564	1088 PLAG 565	1088 PLAG 566	1088 PLAG 567	1099GMP* 80	1099PLAG 81	1099PLAG 82	1099PLAG 83	1099PLAG 84
SiO ₂	57.86	55.52	60.20	58.93	58.51	58.55	58.79	57.89	60.52	60.83	56.28
Al ₂ O ₃	26.34	28.07	26.36	25.95	26.07	25.92	25.88	26.75	24.52	23.90	26.25
CaO	7.67	9.92	7.49	7.47	7.61	7.50	6.68	8.25	5.52	5.69	8.69
Na ₂ O	5.55	4.94	6.23	6.16	5.98	6.07	6.57	5.45	7.02	7.26	5.55
K ₂ O	2.07	1.26	1.95	1.82	1.79	1.80	2.40	1.59	1.70	1.59	1.23
BaO	-	-	-	-	-	-	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00
FeO	0.40	0.29	0.34	0.31	0.35	0.32	0.00	0.00	0.00	0.29	0.31
TOTAL	99.89	100.00	102.57	100.64	100.31	100.16	100.48	100.11	99.28	99.56	98.31
Ab	49.77	43.91	53.47	53.63	52.63	53.25	55.34	49.14	62.52	49.40	49.73
Or	12.21	7.37	11.01	10.43	10.36	10.39	13.13	9.43	10.31	9.14	7.25
An	38.01	48.72	35.52	35.94	37.01	36.36	31.09	41.10	27.17	27.45	43.02
Cels	-	-	-	-	-	-	0.27	0.33	0.00	0.00	0.00

* Grundmasse Plagioklas

Tab. 3.3 : HAUYN (mit entsprechendem S/SO₃ auf 100 normiert)

	1017 HA I 412	1032 HA I 413	1032 HA I 414	1032 HA I 415	1032 HA II 416	1032 HA II 417	1032 HA II 418	1032 HA II 419	1032 HA I 420	1032 HA I 421
SiO ₂	41.96	33.19	33.00	33.13	36.04	36.73	36.14	35.15	33.98	33.94
Al ₂ O ₃	24.57	28.40	28.07	28.65	30.12	29.54	30.33	29.61	28.09	28.45
CaO	5.11	7.42	7.31	6.98	4.19	4.48	4.90	4.67	8.46	8.11
Na ₂ O	14.95	18.75	19.57	18.88	21.85	19.79	21.87	21.35	18.34	19.02
K ₂ O	2.48	0.64	0.66	0.95	0.77	2.58	1.28	1.19	1.17	1.05
FeO	0.93	-	0.17	0.23	-	-	0.13	0.16	0.26	0.18
SO ₃	7.50	5.38	4.83	4.62	1.20	3.74	-	2.57	3.19	2.23
S	2.95	8.07	8.29	8.56	6.16	3.62	6.66	5.59	8.32	9.02
CL	0.36	0.21	0.22	0.19	1.55	1.84	1.46	1.42	0.34	0.33
CL,S=0	-0.81	-2.06	-2.12	-2.19	-1.88	-2.32	-1.99	-1.71	-2.15	-2.33
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.78	100.0	100.0	100.0

I = Hauyn-Typ (I) , II = Hauyn-Typ (II)

	1036 HA I* 422	1044 HA I 423	1050 HA I 424	1055 HA I 425	1055 HA I 426	1060 HA I 427	1060 HA I 428	1060 HA I 429	1060 HA I 430	1079 HA I 431
SiO ₂	33.95	33.02	33.71	32.48	33.39	33.51	33.21	33.13	35.50	32.46
Al ₂ O ₃	28.62	28.17	28.25	27.34	27.06	27.88	28.13	28.42	28.10	27.51
CaO	6.99	7.87	9.27	8.68	8.64	9.92	9.96	9.71	9.21	9.43
Na ₂ O	15.41	18.32	17.70	16.64	16.61	16.63	16.74	16.80	15.46	16.33
K ₂ O	0.75	1.19	1.29	1.16	1.30	1.30	1.26	1.24	2.05	1.52
FeO	0.17	-	0.10	0.10	0.22	0.13	0.15	0.11	0.28	0.17
SO ₃	9.70	5.80	2.97	8.96	8.07	4.29	4.02	4.13	3.09	7.30
S	5.21	7.02	8.58	5.81	5.97	8.16	8.40	8.30	8.09	6.63
Cl	0.65	0.48	0.36	0.37	0.31	0.28	0.30	0.30	0.31	0.37
Cl,S=0	-1.45	-1.87	-2.23	-1.54	-1.57	-2.10	-2.17	-2.14	-2.09	-1.72
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

* T = Hauyn in Tropfen-förmigem Einschuß

	1079-3 HA I 432	1079 HA I 434	1088 HA I 435	1088 HA I 436	1088 HA I 437	1099 HA I 437a	1099 HA GM* 437b	1058 HA sv* 437c	1058 HA sv 437d	1079-3 HA I 157
SiO ₂	32.46	32.76	32.93	33.86	33.64	32.54	32.34	36.61	36.40	29.67
TiO ₂	27.50	27.62	27.62	27.41	27.36	25.57	26.47	30.01	29.77	24.21
CaO	9.42	9.51	9.39	9.11	9.38	7.57	6.58	0.81	0.39	9.77
Na ₂ O	16.32	16.53	16.64	16.26	16.32	15.99	13.55	18.03	19.39	13.75
K ₂ O	1.50	1.50	1.31	1.52	1.43	0.68	1.77	3.13	3.11	1.27
FeO	-	0.10	0.18	0.18	0.19	0.12	0.29	-	-	0.19
SO ₃	7.72	6.45	6.41	6.13	7.38	11.17	12.13	5.32	5.12	10.98
S	6.41	7.00	7.02	7.01	6.75	?	?	?	?	0.19
Cl	0.35	0.37	0.34	0.35	0.30	0.56	0.37	-	-	0.28
Cl,S=0	-1.68	-1.84	-1.84	-1.83	-1.76	-0.26	-0.14	-	-	-0.06
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	94.23 **	93.42***	93.91	94.19	90.25

* GM = Grundmasse Hauyn

* Hauyn in Sanidin-Cancrinit-Annit Subvulkanit (sv)

** enthält .29 % F, *** enthält .13 % F

Tab. 3.4 : AMPHIBOL

	1002 I 182	1002 I 183	1002 I 184	1002 I 185	1017 III 480	1017 III 481	1017 II 482	1017 II 483	1017 II 483a	1017 II 484	1017 II 484a
SiO ₂	38.75	37.97	38.00	38.73	36.14	36.26	38.85	38.29	39.22	39.14	38.09
TiO ₂	2.85	2.29	2.29	3.08	5.85	5.70	4.17	4.72	4.55	4.86	4.48
Al ₂ O ₃	12.13	12.20	12.17	12.48	13.62	13.66	12.64	13.00	12.99	13.38	13.09
FeO	19.11	23.47	23.17	18.32	13.89	13.64	16.29	15.89	16.17	15.92	15.93
MnO	1.41	2.37	2.29	1.85	0.22	0.19	0.87	0.67	0.71	0.60	0.61
MgO	7.87	7.01	6.72	9.35	9.31	9.34	9.28	9.24	9.58	9.64	9.23
CaO	10.94	10.55	10.52	11.11	11.38	11.34	11.34	11.52	11.70	11.76	11.40
Na ₂ O	2.00	2.41	2.65	1.98	1.73	1.75	2.39	2.12	2.27	2.28	2.01
K ₂ O	1.93	1.84	1.85	2.02	2.32	2.30	2.33	2.48	2.41	2.54	2.39
TOTAL	96.99	100.11	99.66	98.92	94.46	94.18	98.12	97.93	99.60	100.12	97.23

	1017 I 485a	1017 I 485b	1017 I 485c	1017 I 485d	1017 I 485e	1017 I 485f	1024 II 162	1024 T*III 163	1034S II 164	1034S III 165	1034 RIM 166
SiO ₂	38.11	37.82	36.09	39.29	38.26	38.16	37.64	38.03	38.27	37.72	38.92
TiO ₂	2.33	2.24	2.30	2.44	2.39	2.28	4.94	4.78	6.10	7.15	5.25
Al ₂ O ₃	12.14	11.92	11.23	12.18	12.09	11.95	14.62	14.17	12.97	14.88	12.60
FeO	22.59	22.70	20.92	22.13	21.67	22.53	14.29	13.39	15.90	12.49	16.96
MnO	2.87	2.88	2.60	2.69	2.75	2.85	-	0.25	0.57	0.24	0.68
MgO	5.19	5.11	5.51	6.01	5.71	5.22	10.35	11.20	9.38	11.20	9.30
CaO	10.31	10.10	9.84	10.60	10.34	10.35	12.24	12.30	10.59	11.10	10.58
Na ₂ O	3.12	3.00	3.08	3.28	3.29	3.07	1.82	2.19	1.62	1.70	1.87
K ₂ O	2.00	1.94	1.89	2.04	1.97	2.05	2.14	2.31	2.48	2.30	2.34
TOTAL	98.66	97.71	93.46	100.66	98.47	98.46	98.04	98.62	97.88	98.78	98.50

* Amphibol in "Tröpfchen-Einschluß"

	1034 I Core 167	1034SII 486	1034S I 487	1036 II 488	1036 II 489	1044 II 490	1044 II 491	1044 II 492	1046 III 493	1046 III 493a	1075 II 494
SiO ₂	39.11	39.27	38.39	39.27	38.10	39.39	38.68	39.16	38.46	37.84	38.90
TiO ₂	3.08	3.57	2.47	4.16	5.14	4.19	5.20	3.49	5.47	5.47	4.58
Al ₂ O ₃	11.60	12.34	12.13	12.97	13.92	12.35	13.91	12.14	14.51	15.22	12.97
FeO	23.63	17.36	21.16	16.27	16.29	16.16	15.92	17.41	12.40	15.13	16.37
MnO	2.22	1.15	2.64	0.76	0.67	0.82	0.44	1.07	-	0.19	0.70
MgO	5.48	9.26	6.07	9.41	8.96	9.40	9.26	9.02	11.57	10.18	9.36
CaO	13.59	11.15	10.28	11.55	11.47	11.25	11.79	10.91	12.13	12.06	11.51
Na ₂ O	2.07	2.30	3.12	2.38	2.24	2.47	2.03	2.58	1.83	1.82	2.15
K ₂ O	-	2.13	2.12	2.39	2.38	2.19	2.58	2.05	2.47	2.50	2.46
TOTAL	100.78	98.53	98.38	99.16	99.17	98.22	99.81	97.83	98.84	99.41	99.00

	1079-3 495	III 1079-3 495a	III 1079-3 495	II 1079-3 495	III 1088 497	II 1088 497a	II 1088 498	II 1088 499	II 1088 499a	1099 CORE 175 II	1099 RIM 176 II	1099 I 177
SiO ₂	37.88	38.08	39.31	38.94	38.86	39.10	38.95	38.32	38.52	37.26	37.21	
TiO ₂	5.89	5.88	4.56	5.09	5.36	4.02	3.64	4.53	3.69	3.03	2.96	
Al ₂ O ₃	14.40	14.41	12.92	15.15	13.30	13.02	12.07	12.69	12.58	12.81	13.67	
FeO	11.68	14.01	16.10	10.02	15.19	16.53	16.53	15.86	17.97	21.05	20.24	
MnO	-	0.19	0.67	0.12	0.48	0.80	1.02	0.69	0.97	0.79	0.80	
MgO	11.84	10.19	9.62	12.73	9.72	9.59	9.23	9.28	9.13	7.32	7.49	
CaO	12.26	12.05	11.61	12.23	11.68	11.39	11.01	11.39	11.55	11.81	11.91	
Na ₂ O	1.66	1.83	2.16	1.93	2.04	2.09	2.37	2.19	2.65	2.80	2.43	
K ₂ O	2.60	2.49	2.45	2.62	2.58	2.37	2.08	2.42	2.00	2.11	2.21	
TOTAL	98.21	99.13	99.40	98.83	99.21	98.91	96.90	97.37	99.06	98.98	98.92	

Kumulat-Amphibole

	1099-21 178	II 1099 12 179	II 1101-3 CORE 180 II	1101-3 RIM 181 III	1089-4 192	1089-4 193	1089-4 194	1099-4 195	1099-4 196	1101-5 197
SiO ₂	38.51	38.92	37.13	38.00	38.75	37.65	37.26	38.09	38.11	37.79
TiO ₂	3.92	2.79	4.69	5.64	4.85	5.00	5.00	4.44	4.51	4.92
Al ₂ O ₃	12.84	12.52	14.93	14.75	13.45	13.99	14.91	15.44	15.37	14.86
FeO	17.54	17.94	17.30	10.79	15.44	16.71	15.21	12.85	12.67	13.23
MnO	0.58	1.23	0.24	0.13	0.14	0.28	0.27	0.09	0.12	0.29
MgO	9.34	9.08	8.71	12.66	10.03	9.26	9.98	11.64	12.02	11.34
CaO	11.67	11.61	12.05	12.95	12.29	12.06	12.42	12.89	13.03	12.62
Na ₂ O	2.32	2.55	1.95	1.88	2.06	2.02	2.11	2.09	2.16	1.75
K ₂ O	2.35	1.83	2.33	2.07	2.38	2.36	2.28	2.01	1.84	2.41
TOTAL	99.07	98.47	99.33	98.87	99.39	99.33	99.44	99.54	99.83	99.21

Tab. 3.5 : KLINOPYROXEN

(g = grüner Typ (I), b = brauner Typ (II), c = Kern, z = Zone, r = Rand)

	1001 bc 85	1002 r 86	1002 bc 87	1002 dgc * 88	1002 r* 89	1002 b 90	1017 gc 437	1017 gc 438	1017 gc 439	1017 b 440	1017 b 442
SiO ₂	45.93	46.61	45.76	49.99	44.63	45.20	45.96	45.59	47.81	41.83	41.91
TiO ₂	1.80	2.70	2.07	1.39	2.04	2.55	1.77	1.65	1.77	3.77	3.99
Al ₂ O ₃	9.06	7.77	8.43	5.36	8.96	8.91	6.19	6.14	6.51	11.07	11.47
FeO	5.96	4.92	6.34	7.07*	3.42*	2.42	5.35	5.15	6.16	5.56	5.38
Fe ₂ O ₃	2.58	2.47	2.44	-	-	3.90	5.76	6.29	5.60	5.00	5.51
MnO	-	-	-	-	-	-	0.60	0.57	0.46	-	0.13
MgO	12.50	12.85	11.81	13.01	8.68	12.70	9.57	9.69	10.08	9.19	9.26
CaO	22.10	23.43	22.24	23.09	21.82	23.52	21.20	21.41	22.37	22.58	22.72
Na ₂ O	0.21	0.07	0.15	0.25	0.58	0.25	1.33	1.14	1.14	0.54	0.56
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.06	0.10	0.07	0.07	0.06
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-
TOTAL	100.14	100.82	99.24	100.16	90.13	99.45	97.79	97.73	102.08	99.61	100.03
FS	8.90	7.60	10.00	-	-	3.75	9.66	9.34	10.29	8.85	8.64
NAC	0.0	0.0	0.0	-	-	0.0	0.00	0.05	0.32	0.00	0.00
CTI	5.20	7.50	5.90	-	-	7.21	5.16	4.83	4.93	10.80	11.30
AC	1.50	0.50	1.10	-	-	1.80	10.02	8.57	7.91	4.00	4.09
FAS	5.80	6.40	5.80	-	-	9.11	6.78	9.89	7.75	10.30	11.60
CATS	11.90	6.25	9.95	-	-	7.86	5.57	4.33	5.43	8.90	8.30
WO	33.10	36.33	34.08	-	-	34.95	35.20	34.85	35.46	31.07	30.14
EN	33.60	35.41	33.16	-	-	35.33	27.61	28.15	27.91	26.06	25.94
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	11.77	9.59	12.95	-	-	5.07	13.32	12.91	13.97	13.42	13.36
WO	43.78	45.79	44.12	-	-	47.21	48.57	48.17	48.14	47.08	46.56
EN	44.44	44.63	42.93	-	-	47.72	38.11	38.91	37.89	39.50	40.08
% Quads	75.60	79.34	77.24	-	-	74.03	72.48	72.33	73.66	65.99	64.72
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.79	0.82	0.77	0.77*	0.82*	0.40	0.76	0.77	0.75	0.75	0.75
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	0.71	0.69	0.74	-	-	0.41	0.51	0.48	0.55	0.55	0.52

* dunkelgrüner Kern mit klarem Rand, FeO als FeO_{total}

	1017 bc 442	1017 bc 443	1017 br 444	1017 br 445	1017 gc 446	1017 gc 447	1017 gc 448	1017 g 449	1024-3 bc 91	1024-4 br 92
SiO ₂	40.31	40.00	42.22	42.20	45.42	44.84	47.21	47.09	43.80	42.05
TiO ₂	4.33	4.56	3.58	3.56	2.46	2.48	1.65	1.78	2.46	3.18
Al ₂ O ₃	12.36	12.67	11.08	10.85	7.94	7.79	6.15	6.25	8.30	10.60
FeO	4.91	5.28	5.32	5.38	5.21	4.36	5.74	6.28	4.48	3.45
Fe ₂ O ₃	6.11	5.86	5.69	5.44	3.81	4.93	6.31	5.59	5.76	7.02
MnO	-	-	0.15	0.16	-	-	0.69	0.63	0.12	-
MgO	8.65	8.32	9.00	9.06	11.29	11.15	9.85	9.74	10.41	9.66
CaO	22.46	22.38	22.47	22.49	22.81	22.79	21.92	22.28	22.80	23.32
Na ₂ O	0.61	0.64	0.68	0.68	0.43	0.52	1.27	1.09	0.48	0.56
K ₂ O	0.06	0.06	0.07		-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-		-	-	-	-	-	-	0.06	0.11
TOTAL	99.80	99.77	100.26	99.82	99.37	98.86	100.79	100.73	98.67	100.03
FS	7.06	8.44	8.68	8.76	8.22	6.92	10.11	10.88	7.35	5.45
NAC	0.26	-	0.35	-	-	-	-	-	0.20	0.30
CTI	11.20	13.11	10.20	10.28	7.00	7.07	4.66	5.03	7.10	9.00
AC	3.79	4.77	4.69	5.28	3.11	3.83	9.22	7.98	3.40	3.80
FAS	12.04	12.08	11.55	10.19	7.72	10.25	8.63	7.84	13.19	16.69
CATS	7.82	9.38	8.77	9.15	6.80	5.24	4.66	4.92	5.00	6.45
WO	35.65	28.52	30.35	30.77	35.38	35.11	35.15	36.03	34.08	31.12
EN	22.17	23.70	25.42	25.56	31.77	31.58	27.57	27.33	29.68	27.20
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	12.81	14.07	13.46	13.46	10.92	9.41	13.88	14.66	10.33	8.55
WO	46.93	46.41	47.09	47.27	46.93	47.69	48.26	48.53	47.93	48.80
EN	40.26	39.52	39.45	39.26	42.15	42.90	37.56	36.81	41.74	42.65
% Quads	64.88	60.68	64.44	65.09	75.37	73.61	72.83	74.24	71.12	63.76
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.76	0.74	0.75	0.75	0.79	0.82	0.75	0.74	0.81	0.83
$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	0.47	0.50	0.51	0.52	0.60	0.50	0.50	0.56	0.46	0.32

	1034 gc 93	1034 gr 94	1034 gc 95	1034 g 96	1034 gc 97	1034 g 98	1034 g 450	1034 g 451	1034 g 452	1034 b 453	1036 g 454
SiO ₂	48.37	47.57	47.79	48.61	47.43	47.35	49.58	49.29	47.87	43.37	45.54
TiO ₂	1.34	1.47	1.68	1.90	2.08	2.12	1.27	1.32	1.33	3.29	2.24
Al ₂ O ₃	5.38	5.73	6.04	4.68	5.33	5.57	5.28	5.21	5.25	9.88	8.04
FeO	6.38	6.16	7.01	7.60	7.46	7.01	6.22	6.80	5.90	4.98	5.69
Fe ₂ O ₃	5.57	5.35	4.30	4.33	4.66	4.92	5.84	4.89	5.53	5.96	5.84
MnO	0.75	0.67	0.68	0.68	9.78	0.62	0.85	0.75	0.82	0.23	0.27
MgO	10.33	10.34	9.70	10.16	9.90	10.18	10.46	10.29	10.13	9.33	9.46
CaO	20.79	20.75	21.32	22.12	21.97	22.12	22.40	22.24	21.59	22.48	22.46
Na ₂ O	1.48	1.37	1.37	1.10	0.98	0.95	1.29	1.24	1.29	0.81	1.05
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13	-
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.02	0.18	-	0.09	-	-	-	-	-
TOTAL	100.43	99.42	99.91	101.36	100.59	100.93	103.19	102.03	99.71	100.46	100.59
FS	11.20	10.31	12.20	13.00	13.05	12.01	10.84	11.71	10.65	8.23	9.38
NAC	0.10	-	0.10	0.50	-	0.30	-	-	-	0.60	-
CTI	3.80	3.99	4.80	5.30	5.90	6.01	3.49	3.67	3.79	9.34	6.35
AC	10.70	9.59	9.90	7.50	7.21	6.60	9.19	8.89	9.49	5.32	7.69
FAS	5.10	4.94	2.30	4.63	6.00	7.30	6.91	4.74	6.28	11.65	8.84
CATS	5.55	5.70	7.50	2.70	2.95	2.70	4.46	5.36	4.79	6.88	7.05
WO	34.64	37.75	35.90	38.00	37.03	36.57	36.53	37.23	36.39	31.66	34.16
EN	28.91	27.73	27.30	28.35	27.86	28.51	28.57	28.40	28.61	26.32	26.54
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	14.99	14.56	16.18	16.38	16.75	15.57	14.27	15.14	14.08	12.44	13.38
WO	46.34	46.24	47.61	47.89	47.51	47.44	48.10	48.14	48.11	47.82	48.75
EN	38.68	39.19	36.21	35.73	35.74	36.99	37.62	36.72	37.82	39.74	37.87
% Quads	74.75	75.78	75.40	79.35	77.94	77.09	75.95	77.34	75.65	66.21	70.07
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.74	0.75	0.71	0.70	0.70	0.72	0.75	0.73	0.75	0.54	0.75
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	0.56	0.56	0.65	0.66	0.64	0.61	0.54	0.61	0.54	0.72	0.52

	104b br 100	1046 gc 101	1050 gc * 102	1050 g * 103	1050 gc * 104	1050 gr * 105	1050 gc 463	1050 gr 463a	1055 dgc** 464a	1055 dgr** 464b	1055 dgr** 464c
SiO ₂	41.59	47.34	47.70	48.59	48.32	48.12	47.75	49.03	48.51	49.87	47.77
TiO ₂	4.31	1.54	-	-	-	-	1.14	1.08	0.66	0.58	1.62
Al ₂ O ₃	10.13	3.87	5.34	4.66	4.57	5.14	4.54	4.53	3.93	2.98	5.96
FeO	6.71	6.03	11.54	12.25	13.36	11.93	6.95	5.78	9.42	7.86	6.02
Fe ₂ O ₃	3.91	5.47	-	-	-	-	6.69	6.20	9.42	5.97	5.42
MnO	0.14	0.95	0.79	0.98	1.27	0.96	1.39	1.07	2.80	1.76	0.74
MgO	9.02	9.09	10.18	9.96	8.94	9.70	8.45	9.99	5.53	8.81	10.15
CaO	22.57	22.75	22.55	21.98	21.34	22.24	20.36	21.67	19.93	20.70	21.85
Na ₂ O	0.38	1.22	1.33	1.57	1.80	1.80	1.82	1.55	2.33	1.79	1.16
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.06	-	0.06	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	98.76	98.26	99.43	99.99	99.60	99.89	99.15	100.90	102.59	100.32	100.69
FS	11.05	11.29	* TiO ₂ nicht analysiert FeO ²⁺ = FeO _{total}				13.47	10.75	19.54	15.25	10.64
NAC	-	-					-	-	-	-	-
CTI	12.51	4.49					3.31	3.05	1.90	1.64	4.58
AC	2.81	9.19					13.59	11.27	17.19	13.13	8.44
FAS	8.50	6.70					5.82	6.21	9.82	3.88	6.93
CATS	6.25	1.00					4.10	3.85	2.03	3.07	5.20
WO	32.98	41.08					35.43	36.96	33.83	37.68	35.72
EN	25.90	26.24					24.28	27.91	15.69	25.36	28.49
CCR	-	-					-	-	-	-	-
JD	-	-					-	-	-	-	-
FS	15.80	14.37					18.41	14.22	28.29	19.61	14.22
WO	47.16	52.26					48.42	48.87	48.99	48.44	47.74
EN	37.04	33.38					33.17	36.91	22.73	31.95	38.06
% Quads	69.94	78.62					73.18	75.62	69.06	78.29	74.86
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.71	0.73					0.68	0.76	0.51	0.67	0.75
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	0.66	0.55					0.54	0.51	0.53	0.59	0.55

** dunkelgrüner zonierter Cpx

	1036 gm* 455	1042 g 456	1044 g 457	1044 gc 458	1044 gc 459	1044 gc 459a	1044 b 460	1044 bc 461	1044 bc 462	1044 br 462a	1046 bc 99
SiO ₂	42.59	46.90	48.27	44.61	45.48	45.48	42.10	44.29	41.65	41.54	43.38
TiO ₂	3.92	2.06	1.63	3.32	2.46	2.46	3.84	3.12	4.24	3.84	3.30
Al ₂ O ₃	9.07	6.68	6.00	10.17	8.06	7.89	11.51	9.91	12.44	11.45	8.78
FeO	7.49	5.91	5.91	4.89	6.75	4.89	4.09	4.37	4.99	6.05	6.35
Fe ₂ O ₃	7.53	4.81	5.96	6.30	4.10	5.19	6.05	4.51	4.86	5.18	4.07
MnO	0.85	0.47	0.72	0.27	0.18	-	-	-	-	-	0.32
MgO	6.61	10.34	9.98	9.77	10.06	10.97	9.48	10.83	9.07	8.40	9.85
CaO	21.11	22.16	22.14	23.16	22.61	22.86	22.84	23.04	22.65	22.45	22.34
Na ₂ O	1.58	0.98	1.33	0.84	0.60	0.56	0.71	0.56	0.71	0.66	0.43
K ₂ O	0.08	0.07	0.07	0.07	-	0.09	0.08	-	0.06	0.08	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.12	-	0.11	-	-	0.06
TOTAL	100.83	100.38	102.01	103.40	99.89	100.51	100.70	100.74	100.67	99.65	98.88
FS	22.96	10.06	10.32	7.93	10.95	7.68	6.43	6.80	7.85	9.69	10.65
NAC	0.33	0.32	-	-	-	0.37	-	0.31	-	-	0.20
CTI	10.02	5.83	4.56	9.16	7.00	6.95	10.87	8.75	11.99	11.05	9.49
AC	10.06	6.81	9.61	5.96	4.40	3.73	5.21	3.70	5.15	4.94	3.00
FAS	9.31	6.82	7.06	11.46	7.20	10.95	11.93	8.94	8.60	9.98	8.79
CATS	3.50	5.57	5.06	7.12	7.30	5.05	8.68	8.53	11.29	9.77	5.95
WO	27.06	35.58	36.74	31.67	34.90	34.55	30.30	32.87	29.71	30.60	33.77
EN	16.77	29.00	27.65	26.71	28.25	30.72	26.57	30.08	25.41	23.96	28.14
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	34.37	13.47	14.00	11.95	14.78	10.53	10.16	9.75	12.47	15.08	14.67
WO	40.52	47.67	48.49	47.76	47.10	47.36	47.86	47.12	47.17	47.63	46.54
EN	25.11	38.86	37.51	40.29	38.12	42.12	41.98	43.13	40.36	37.60	38.79
% Quads	66.78	74.65	73.71	66.31	74.11	72.95	63.31	69.76	62.96	64.26	77.09
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.61	0.76	0.75	0.78	0.73	0.80	0.81	0.82	0.76	0.71	0.73
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	0.52	0.56	0.52	0.46	0.65	0.51	0.43	0.52	0.53	0.57	0.73

* gm = Grundmasse Pyroxen

	1060-5 gc 465	1060-5 g 106	1060-5 gc 107	1060-5 gr 108	1060-5 gc 109	1061-7 gc 466	1061-7 bgc*1061-7 467a	1061-7 bgz*1061-7 467b	1061-7 bgr*1061-7 467c	1076 M ** 110	1076 b 111
SiO ₂	47.61	47.84	48.96	48.85	48.97	50.32	44.58	46.39	43.14	47.51	42.84
TiO ₂	1.78	-*	-*	-*	-*	0.85	2.25	2.04	3.10	-*	-*
Al ₂ O ₃	6.44	5.46	4.34	5.14	4.67	3.95	8.44	7.39	10.20	7.72	10.09
FeO	5.59	11.50*	15.47*	12.34*	11.84*	7.14	7.05	5.15	6.83	5.56*	11.36
Fe ₂ O ₃	6.22	-	-	-	-	6.30	4.53	6.25	4.07	-	-
MnO	0.62	0.73	1.76	1.02	0.91	1.25	0.24	0.37	0.14	0.12	0.35
MgO	10.13	10.19	7.51	9.65	10.20	9.79	9.23	9.90	9.05	13.59	9.01
CaO	22.35	22.17	19.90	21.49	21.91	21.79	22.39	22.63	22.63	23.46	22.47
Na ₂ O	1.17	1.25	2.21	1.61	1.39	1.54	0.68	1.06	0.49	0.46	0.87
K ₂ O	0.07	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	0.03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.12	-	-	-
TOTAL	101.98	99.14	100.15	100.10	99.89	102.93	99.39	101.38	99.65	98.42	97.02

* TiO₂ nicht analysiert,

FS	9.58	FeO = FeO _{total}				12.99	11.62	8.64	11.07
NAC	-					-	-	0.35	-
CTI	4.93					2.37	7.33	5.75	8.85
AC	8.36					11.06	5.05	7.34	3.60
FAS	9.22					6.46	7.94	10.26	8.03
CATS	5.13					3.00	7.65	5.42	10.46
WO	34.94					37.19	34.21	34.66	32.38
EN	27.84					26.94	26.20	27.59	25.62
CCR	-					-	-	-	-
JD	-					-	-	-	-

FS	13.24	16.84	16.12	12.18	16.03
WO	48.29	48.22	42.49	48.89	46.88
EN	38.48	34.94	36.38	38.93	37.09
% Quads	72.36	77.12	72.03	70.88	69.06

Mg	0.76	0.71	0.70	0.77	0.70
Mg + Fe ²⁺					
Fe ²⁺	0.50	0.56	0.63	0.48	0.65
Fe ²⁺ + Fe ³⁺					

* bgc = braun-grüner Cpx, Kern

** M = Mega-Cpx

	1076 bc 112	1076 gr 113	1079-3 gc 468	1079-3 gc 469a	1079-3 br 469b	1088-1b gc 471	1088-1b gc 472	1088-1b bc 473a	1088-1b br 473b	1088-1b gc 474	1088-1b gc 475
SiO ₂	43.89	47.30	47.36	45.22	44.82	49.97	48.42	44.15	44.57	47.00	46.11
TiO ₂	-*	-*	1.64	2.60	2.74	0.91	1.72	3.06	3.02	1.64	1.99
Al ₂ O ₃	9.94	6.59	5.97	8.08	8.64	4.43	6.22	9.59	9.27	6.06	6.86
FeO	9.83	10.64	5.76	5.54	5.14	6.32	6.90	5.52	3.94	6.11	6.28
Fe ₂ O ₃	-*	-*	6.07	3.73	5.22	5.56	4.61	6.93	4.88	5.55	5.15
MnO	0.21	0.60	0.64	-	0.27	0.91	0.62	0.36	-	0.69	0.51
MgO	10.16	10.44	10.15	11.25	9.92	10.48	10.26	9.06	11.18	9.75	9.66
CaO	23.20	22.24	21.88	22.80	22.43	21.92	22.47	22.57	23.10	21.95	21.86
Na ₂ O	0.72	1.24	1.15	0.30	0.87	1.36	1.04	0.94	0.50	1.11	1.01
K ₂ O	-	0.03	0.07	0.06	0.07	0.08	-	0.08	0.08	0.08	0.07
Cr ₂ O ₃	-	-	0.15	-	-	-	-	-	-	-	0.09
TOTAL	97.95	99.08	100.84	99.58	100.12	101.94	102.27	102.26	100.54	99.94	99.59
FS	* TiO ₂ nicht analysiert,		10.04	8.77	8.55	11.24	11.64	9.18	6.15	10.77	10.79
NAC	FeO = FeO _{total}		0.43	-	-	0.35	-	-	-	-	0.28
CTI			4.63	7.41	7.78	2.55	4.77	8.59	8.48	4.70	5.70
AC			7.94	2.23	6.35	9.44	7.48	6.77	3.63	8.18	7.23
FAS			9.17	8.37	8.49	6.09	5.36	12.70	10.08	7.68	7.54
CATS			3.97	6.40	7.28	4.10	6.11	6.15	6.87	5.04	5.96
WO			35.02	35.10	33.63	37.22	36.37	31.41	33.48	36.01	35.06
EN			28.81	31.72	27.92	29.00	28.27	25.20	31.32	27.63	27.45
CCR			-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD			-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS			13.68	11.60	12.19	14.52	15.25	13.96	8.66	14.47	14.72
WO			47.71	46.44	47.98	48.05	47.68	47.74	47.19	48.40	47.84
EN			38.61	41.96	39.83	37.43	37.07	38.30	44.15	37.13	37.44
% Quads			73.86	75.58	70.11	77.47	76.28	65.79	70.94	74.40	73.30
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$			0.76	0.78	0.78	0.75	0.73	0.75	0.84	0.74	0.73
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$			0.51	0.62	0.52	0.56	0.62	0.47	0.47	0.55	0.58

	1099-1 114	bc 115	1099-1 bz 116	br 117	gc 118	1099-2 118	i0* 119	1099-21 gc 120	bc 120a	1099-21 br 121	1099-12 M 122	1099-12 M 123
SiO ₂	40.66	41.71	42.64	45.18	45.44	48.74	44.79	47.07	46.95	46.85	46.84	46.84
TiO ₂	3.49	3.10	3.00	0.92	2.51	0.97	2.20	1.83	1.90	2.08	1.95	1.95
Al ₂ O ₃	11.69	11.00	9.82	6.46	6.65	3.74	9.03	6.46	8.93	9.08	8.49	8.49
FeO	3.97	2.64	3.17	5.60	3.19	6.29	3.37	5.23	4.81	4.37	2.47	2.47
Fe ₂ O ₃	8.64	9.29	7.27	11.50	4.50	6.46	4.30	3.19	0.68	1.42	3.28	3.28
MnO	0.11	0.25	-	0.79	0.16	0.77	0.05	0.09	-	0.08	0.06	0.06
MgO	8.25	9.00	10.29	7.12	12.81	10.37	11.92	12.39	13.33	13.51	13.35	13.35
CaO	23.02	23.32	23.38	22.23	23.74	22.21	23.59	23.21	22.86	22.92	22.44	22.44
Na ₂ O	0.75	0.83	0.48	1.57	-	1.11	0.14	0.17	-	-	0.58	0.58
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.10	-	0.22	0.05	0.08	0.08	0.01	0.09	0.34	0.29	0.23	0.23
TOTAL	100.68	101.14	100.27	101.42	99.08	100.74	99.40	99.73	99.80	100.60	99.69	99.69
FS	6.50	4.55	5.33	10.15	4.89	11.15	5.40	8.35	7.49	6.80	3.90	3.90
NAC	0.30	-	0.60	0.20	-	0.20	-	0.30	-	-	0.69	0.69
CTI	10.01	8.80	8.47	2.60	6.62	2.70	6.20	5.20	5.29	5.70	5.40	5.40
AC	5.20	6.01	2.89	11.40	-	7.90	1.00	0.90	-	-	3.50	3.50
FAS	19.52	20.31	17.64	21.62	12.67	10.40	11.20	8.10	1.80	3.90	5.60	5.60
CATS	6.41	5.40	4.48	1.10	0.70	0.40	8.20	5.05	12.88	11.60	10.30	10.30
WO	28.73	29.71	31.79	32.72	41.43	38.10	34.65	37.46	34.83	34.20	33.80	33.80
EN	23.33	25.21	28.80	20.21	33.50	29.14	33.35	34.64	36.73	37.00	36.80	36.80
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	1.01	0.80	-	-
JD	-	-	-	-	0.19	-	-	-	-	-	-	-
FS	11.11	7.65	8.09	16.10	6.13	14.22	7.36	10.38	9.48	8.72	5.23	5.23
WO	49.06	49.96	48.22	51.86	51.90	48.60	47.21	46.57	44.06	43.85	45.37	45.37
EN	39.83	42.39	43.69	32.04	41.97	37.18	45.44	43.06	46.46	47.44	49.40	49.40
% Quads	58.56	59.48	65.91	63.08	33.50	78.40	73.40	80.45	79.05	78.00	74.50	74.50
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.79	0.86	0.85	0.69	0.88	0.75	0.86	0.81	0.83	0.85	0.91	0.91
$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	0.34	0.24	0.33	0.35	0.42	0.52	0.46	0.65	0.89	0.77	0.77	0.77

* kleiner Cpx in Olivin

	1099-12 M 124	1099-12 bc 125	1099-12 gr 126	1099-12 gc 127	1099-12 128	bF* 129	1099-12Fr* 130	1099-12 gm 131	1099-12 gm 132	1099-12 gm 133	1099-12 gm 134
SiO ₂	49.15	40.76	48.51	48.97	46.50	47.26	42.07	44.78	47.77	44.67	42.86
TiO ₂	2.05	3.95	1.11	0.65	2.45	2.00	4.32	3.14	2.17	2.78	4.43
Al ₂ O ₃	8.38	12.27	5.16	4.30	7.53	8.10	10.32	8.57	5.53	9.90	9.71
FeO	4.94	3.63	9.04	10.89	2.76	3.48	4.00	3.52	4.05	3.78	4.34
Fe ₂ O ₃	-	7.60	3.27	4.53	2.89	2.47	4.12	4.67	3.18	4.17	4.16
MnO	0.06	-	0.97	1.53	0.10	0.07	0.12	0.12	0.14	0.12	0.10
MgO	13.57	10.46	9.33	7.91	13.32	13.33	10.36	11.66	13.16	10.90	10.83
CaO	22.37	23.43	21.60	20.45	23.02	22.10	22.79	22.91	23.06	23.08	22.60
Na ₂ O	0.55	-	1.01	1.38	0.37	0.58	0.52	0.56	0.40	0.65	0.54
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.25	0.16	-	-	0.62	0.04	0.10	0.06	0.04	0.04	0.06
TOTAL	101.32	102.26	100.00	100.61	99.56	99.43	98.72	99.99	99.50	100.09	99.63
FS	7.62	5.68	15.91	19.81	4.45	5.50	6.55	5.69	6.55	6.10	7.02
NAC	0.70	-	-	-	1.80	0.10	0.30	0.20	0.10	0.10	0.18
CTI	5.61	10.98	3.20	1.89	6.90	5.60	12.41	8.80	6.00	7.80	12.58
AC	-	-	7.41	10.16	0.90	4.10	3.50	3.90	2.81	4.59	3.78
FAS	-	21.16	2.00	2.79	7.20	2.80	8.30	9.30	6.11	7.10	8.04
CATS	10.72	4.99	7.35	6.37	6.00	10.70	6.65	5.45	3.15	10.45	5.01
WO	35.37	27.88	37.71	36.58	35.82	34.35	32.89	34.17	38.58	33.52	32.91
EN	36.77	28.94	26.42	22.40	36.93	36.85	29.41	32.49	36.70	30.34	30.48
CCR	-	0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	3.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	9.55	9.09	19.88	25.14	5.76	7.17	9.52	7.88	8.00	8.72	9.96
WO	44.35	44.61	47.11	46.43	46.41	44.78	47.77	47.22	47.14	47.91	46.75
EN	46.10	46.30	33.01	28.43	47.83	48.04	42.72	44.91	44.85	43.37	43.29
% Quads	79.76	62.50	80.04	78.79	77.20	76.70	68.85	72.35	81.83	69.98	70.41
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.83	0.84	0.65	0.56	0.90	0.87	0.82	0.86	0.85	0.84	0.82
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	1.00	0.35	0.75	0.73	0.51	0.61	0.52	0.46	0.59	0.50	0.54

* bF = "braunes" Fragment eines großen Cpx, Kern, Rand

	1099-12 135	gm 1099-12 136	gm 1101-3 137	gF* 1101-3 138	gF 1101-3 139	gFr 1101-3 140	gc 1101-3 141	gr 1101-3 142	bc 1101-3 143	br 1101-4 144	1101-4 145
SiO ₂	48.98	47.34	48.29	42.14	43.77	45.48	46.80	47.12	45.54	43.28	50.30
TiO ₂	1.99	1.95	1.49	2.82	3.09	2.05	2.13	1.22	2.11	4.62	0.72
Al ₂ O ₃	5.11	8.01	6.46	10.49	8.46	6.96	5.59	5.04	8.37	9.14	4.54
FeO	6.40	2.81	3.43	4.87	1.61	5.07	3.40	5.00	1.48	6.69	1.85
Fe ₂ O ₃	0.84	3.20	2.25	8.20	6.45	6.72	5.02	7.69	5.42	2.11	2.77
MnO	0.05	0.07	-	0.29	-	0.52	0.09	0.43	-	0.07	-
MgO	12.92	13.72	14.19	8.44	12.32	10.20	13.07	10.07	13.17	11.17	15.68
CaO	22.40	22.12	23.70	22.75	23.86	22.51	23.81	22.78	23.86	22.82	22.60
Na ₂ O	0.47	0.58	-	0.77	0.21	0.78	0.14	1.05	0.18	-	0.44
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.13	-	0.18	-	-	0.09	0.14	-	1.10
TOTAL	99.18	99.84	99.94	100.77	99.95	100.29	100.05	100.49	100.27	99.90	100.00
FS	10.14	4.45	5.30	8.14	2.45	8.85	6.66	8.59	2.30	10.65	10.50
NAC	0.10	0.10	-	-	0.48	-	-	0.30	0.40	-	3.06
CTI	5.59	5.39	4.09	7.99	8.36	5.80	5.90	3.50	5.90	13.10	1.98
AC	2.40	4.10	-	5.69	0.96	5.70	1.01	7.40	0.90	-	-
FAS	-	4.79	6.19	17.70	16.53	13.40	12.91	14.49	14.21	6.00	7.51
CATS	5.24	9.64	6.64	6.60	1.35	3.00	-	0.50	5.30	4.25	3.90
WO	39.58	33.80	38.23	30.04	32.92	34.51	37.66	36.89	34.65	34.53	37.14
EN	36.05	37.72	39.05	23.84	36.95	28.75	35.86	28.33	36.35	31.46	42.30
CCR	-	-	0.40	-	-	-	-	-	-	-	0.10
JD	0.90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	11.83	5.85	6.42	13.13	3.39	12.27	8.31	11.65	3.14	13.90	4.79
WO	46.17	44.49	46.29	48.43	45.51	47.85	46.97	49.97	47.27	45.06	44.51
EN	42.00	49.65	47.29	38.44	51.10	39.88	44.72	38.39	49.59	41.04	50.70
% Quads	85.77	75.97	82.58	62.02	72.32	72.10	80.19	73.81	73.30	76.64	89.94
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.78	0.90	0.88	0.76	0.93	0.78	0.87	0.78	0.94	0.70	0.94
$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	0.89	0.49	0.63	0.40	0.21	0.46	0.45	0.42	0.23	0.10(?)	0.43

* gF = "grünes" Fragment eines großen Cpx ** CD = Chrome-Diopsid

	1101.4 (D) 146	1101.4 (D) 147	1101.4 (D) 148	1101.4 (D) 149	1101.4 (D) 150
SiO ₂	45.24	50.63	50.90	47.13	47.50
TiO ₂	2.78	0.87	0.67	1.26	1.20
Al ₂ O ₃	7.77	4.14	4.00	5.00	4.88
FeO	2.51	1.91	2.30	4.36	6.19
Fe ₂ O ₃	4.52	2.65	2.74	8.23	6.46
MnO	0.09	0.01	0.04	0.86	0.40
MgO	12.99	15.66	16.04	10.15	10.05
CaO	23.86	22.88	22.17	22.49	23.43
Na ₂ O	0.06	0.47	0.46	1.22	1.00
K ₂ O	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.20	0.93	0.86	0.22	0.11
TOTAL	100.02	100.15	100.18	100.92	101.22
FS	7.79	2.95	3.64	8.17	10.46
NAC	0.38	2.70	2.49	0.70	0.30
CTI	7.50	2.40	1.79	3.59	3.40
AC	-	0.60	0.80	8.17	7.00
FAS	12.21	6.80	6.67	15.04	11.40
CATS	2.74	3.20	3.43	-	1.80
WO	34.49	38.68	37.76	35.94	37.25
EN	34.70	42.68	43.51	28.39	28.40
CCR	0.19	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-
FS	10.12	3.50	4.17	11.27	13.73
WO	44.80	45.88	44.53	49.57	48.95
EN	45.08	50.62	51.31	39.16	37.32
% Quads	76.98	84.30	84.82	72.50	76.10
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	0.78	0.94	0.93	0.81	0.74
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$	0.45	0.45	0.48	0.37	0.52

Pyroxene aus Kumulatgesteinen

	1089-4 c 151	1089-4 r 151a	1089-4 IP 152	1099-4 153	1099-4 154	1099-4 155	1099-4 470	1101-5c 156	1101-5z 157	1101-5z 158	1101-5z 159	1101-5z 160	1101-5r 161
SiO ₂	44.72	44.90	43.72	43.91	44.24	44.24	44.66	42.36	44.44	46.28	45.84	45.35	44.94
TiO ₂	2.31	2.20	2.58	2.69	2.42	2.41	3.02	3.15	2.55	1.63	1.96	1.89	2.23
Al ₂ O ₃	7.35	7.35	9.35	9.85	9.17	9.39	9.77	9.90	8.61	6.06	7.21	7.28	7.74
FeO	3.74	3.65	3.93	2.81	3.97	3.74	4.02	3.62	3.50	3.38	3.56	2.50	3.22
Fe ₂ O ₃	8.45	8.55	8.15	6.24	5.51	6.10	4.38	8.20	6.49	9.33	8.97	9.85	8.54
MnO	0.11	0.22	0.22	0.13	0.09	-	-	0.09	0.16	0.56	0.40	0.55	0.38
MgO	9.84	9.84	9.25	11.00	10.59	10.83	11.23	9.03	10.97	9.93	9.50	9.83	9.93
CaO	23.10	23.01	23.14	23.90	23.65	23.66	23.15	23.65	23.41	22.85	22.82	23.07	23.12
Na ₂ O	1.01	1.03	0.93	0.38	0.40	0.37	0.48	0.73	0.48	1.29	1.39	1.25	1.04
K ₂ O	-	0.10	-	-	-	-	0.06	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.03	0.10	0.13	-	0.10	-	-	0.36	-	0.22	-	0.04	0.10
TOTAL	100.66	100.95	101.40	100.91	100.14	100.74	100.77	101.09	100.61	101.53	101.65	101.61	101.24
FS	11.08	6.09	6.50	7.33	6.39	5.85	6.26	5.85	5.75	6.18	6.20	4.75	5.65
NAC	0.10	0.30	0.40	-	0.30	-	-	1.10	-	0.70	-	0.10	0.30
CTI	6.30	6.23	7.30	7.29	6.84	6.79	8.45	8.90	7.20	4.59	5.50	5.30	6.30
AC	4.58	7.23	6.40	2.62	2.62	2.70	3.50	4.20	3.50	8.68	10.09	8.90	7.21
FAS	18.26	16.98	16.60	14.38	12.97	14.50	8.77	19.00	14.80	17.56	15.09	18.81	16.91
CATS	0.19	1.58	5.05	6.51	7.00	6.65	8.60	3.60	4.40	-	2.80	1.30	2.35
WO	32.97	33.99	31.97	32.22	34.23	33.37	33.26	32.00	33.75	34.56	33.93	33.47	33.58
EN	26.42	27.59	25.79	29.65	29.66	30.14	31.17	25.35	30.50	27.64	26.39	227.36	27.71
CCR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FS	15.73	9.01	10.11	9.07	9.08	8.43	8.86	9.26	8.20	9.03	9.32	7.25	8.44
WO	46.78	50.22	49.75	47.36	48.71	48.11	47.06	50.63	48.15	50.60	51.01	51.03	50.17
EN	37.49	40.77	40.17	43.57	42.21	43.46	44.09	40.11	43.65	40.36	39.67	41.72	41.39
% Quads	70.47	67.67	64.26	69.20	70.28	69.36	70.68	63.21	70.10	68.47	66.52	65.58	66.94
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.82	0.83	0.81	0.83	0.85	0.84	0.83	0.82	0.85	0.84	0.83	0.83	0.85
$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$	0.33	0.32	0.35	0.33	0.44	0.40	0.51	0.40	0.38	0.29	0.31	0.22	0.30

Tab. 3.6 : TITANIT

	1002 523	1002 380	1002 381	1002 382	1017 383	1017 384	1017 385	1017 386	1034 387	1034 388	1034 389
SiO ₂	30.60	29.94	29.88	30.13	30.11	30.18	30.01	29.72	29.33	29.28	30.34
TiO ₂	35.63	33.91	34.60	35.40	35.37	35.78	35.15	36.88	37.84	37.55	35.26
Al ₂ O ₃	2.02	1.54	1.60	1.55	1.46	1.48	1.41	1.72	1.20	1.18	1.60
FeO	2.62	2.18	2.10	2.23	2.27	1.94	2.06	1.50	1.24	1.27	2.26
MnO	-	0.24	0.21	0.24	0.14	-	0.14	-	-	-	0.15
CaO	29.44	27.65	27.73	28.04	28.05	28.15	27.79	28.09	28.11	27.86	28.26
K ₂ O	-	0.14	0.08	0.06	-	0.06	0.06	0.05	0.08	-	0.09
Cr ₂ O ₃	-	0.23	0.25	0.24	0.29	0.19	0.22	0.17	0.22	0.12	0.22
"P ₂ O ₅ "	-	1.69	0.90	0.86	0.87	0.82	0.86	0.75	0.64	0.61	1.17
"SO ₃ "	-	1.40	0.86	0.81	0.82	0.60	1.00	0.37	0.24	0.34	0.89
TOTAL	100.31	98.92	98.21	99.56	99.37	99.20	98.70	99.25	98.90	98.21	100.29

	1034 390	1034 391	1034 392	1034 393	1034 393a	1036 394	1044 395	1044 396	1036 397	1044 398	1044 399
SiO ₂	29.86	30.98	30.82	30.89	30.47	30.31	30.14	30.62	30.23	29.93	30.31
TiO ₂	37.34	38.61	38.48	39.22	36.87	37.30	37.32	38.64	35.40	34.58	35.29
Al ₂ O ₃	1.04	1.41	1.34	1.54	1.55	1.24	1.37	1.51	1.50	1.56	1.66
FeO	1.47	1.31	1.48	1.32	1.94	1.65	1.58	1.38	2.05	2.09	2.30
MnO	0.14	-	-	-	-	-	-	-	0.24	0.17	0.14
CaO	27.96	29.03	29.15	29.21	28.83	28.32	28.15	29.27	27.83	27.30	28.53
K ₂ O	0.07	-	-	-	-	-	0.11	-	-	0.11	0.06
Cr ₂ O ₃	0.15	0.15	0.15	0.14	0.18	0.16	0.25	0.15	0.25	0.27	0.25
"P ₂ O ₅ "	0.61	0.41	0.49	0.42	0.59	0.49	0.64	0.53	0.83	1.21	1.13
"SO ₃ "	0.41	-	0.31	-	0.37	0.37	0.38	-	1.28	1.72	0.80
TOTAL	99.05	101.90	102.22	102.74	100.80	99.84	99.94	102.10	99.61	98.94	100.47

	1060-5 400	1060-5 401	1060-5 402	1061-7 403	1061-7 404	1075 405	1079-3 406	1079-3 407	1079-3 408	1079-3 409	1088 410	1088 411
SiO ₂	30.20	30.38	30.19	29.99	29.83	29.66	29.73	30.60	30.84	30.41	30.38	30.49
TiO ₂	36.06	35.62	38.02	33.61	37.79	35.63	34.99	38.64	35.62	37.91	37.35	37.79
Al ₂ O ₃	1.47	1.51	1.23	1.68	1.08	1.59	1.41	1.37	1.70	1.40	1.49	1.72
FeO	1.97	2.29	1.32	2.58	1.72	1.89	2.51	1.58	2.49	1.38	1.79	1.41
MnO	0.15	-	0.12	-	-	0.16	-	0.15	0.19	-	0.22	-
CaO	27.88	28.28	28.29	27.85	28.09	27.65	27.71	28.71	28.65	28.40	28.22	28.82
K ₂ O	0.08	-	0.07	-	0.08	0.09	-	0.13	0.06	0.09	0.05	-
Cr ₂ O ₃	0.28	0.18	0.24	0.20	0.19	0.24	0.18	0.24	0.11	0.17	0.23	-
"P ₂ O ₅ "	0.94	0.80	0.52	1.25	0.45	0.74	1.23	0.61	1.05	0.61	0.66	0.55
"SO ₃ "	1.25	0.79	0.48	1.07	0.35	0.57	0.51	0.42	0.87	0.24	0.39	-
TOTAL	100.28	99.85	100.48	98.23	99.58	98.22	98.27	102.21	101.58	100.61	100.78	100.78

Tab. 3.7 : APATIT

	1017 iC* 357	1017 C* 358	1017 R* 359	1017 iA* 360	1034 iC 361	1034 iC 362	1934 iA 363	1034 C 364	1034 R 365	1034 366	1034 367
SiO ₂	0.52	0.45	0.61	0.79	0.45	0.45	0.55	0.76	0.64	0.67	0.47
FeO	0.18	0.14	0.16	0.39	0.20	0.20	0.30	-	0.22	-	0.13
CaO	55.03	51.40	53.06	54.78	55.62	55.94	56.40	56.27	56.02	54.49	55.00
K ₂ O	0.20	0.13	0.11	0.16	0.19	0.18	0.23	0.14	0.20	0.12	0.19
Na ₂ O	0.15	-	-	0.27	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	42.00	39.69	40.46	40.55	42.33	42.80	43.07	42.53	42.79	41.51	41.69
"SO ₃ "	1.51	1.36	1.29	3.27	1.63	1.50	1.46	0.35	0.78	0.39	0.54
Cl	0.15	0.14	0.11	0.23	0.28	0.27	0.28	0.14	0.15	0.11	0.10
TOTAL	99.74	93.31	95.80	100.44	100.70	101.34	102.29	100.19	100.80	97.29	98.12

* iC = in CPX, iA = in Amph, C = Kern, R = Rand

	1036 iP* 368	1044 369	1044 iA 369a	1060-5 370	1075 iM* 371	1075 iA 372	1079-3 373	1079-3 374	1079-3 375	1079-3 376
SiO ₂	0.79	1.00	0.63	0.59	0.60	0.55	0.59	0.50	0.42	0.50
FeO	0.37	0.29	0.36	-	0.72	0.40	-	0.15	-	-
CaO	55.19	55.24	54.45	56.05	56.28	57.27	56.26	55.49	56.93	56.90
K ₂ O	0.17	0.15	0.17	0.17	0.18	0.17	0.21	0.22	0.14	0.13
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	41.80	42.18	41.47	42.59	42.80	43.21	42.63	42.26	43.07	42.86
"SO ₃ "	2.32	-	1.69	1.32	1.31	1.03	1.03	1.01	1.05	1.07
Cl	0.22	0.16	0.30	0.24	0.21	0.13	0.11	0.16	0.11	0.15
TOTAL	100.86	99.02	99.07	100.96	102.10	102.76	100.83	99.79	101.82	101.58

* =in Plag

* = in Mt

	1079-3 376a	1088 iM 377	1088 378	1088 iT* 379	1099-1 379a
SiO ₂	0.77	0.75	0.66	0.68	0.66
FeO	0.18	0.33	0.17	-	0.28
CaO	44.89	55.83	56.19	56.79	45.64
K ₂ O	0.13	0.13	0.20	0.12	0.17
Na ₂ O	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	n.a.	42.46	42.65	43.00	n.a.
"SO ₃ "	0.77	1.44	1.17	0.98	0.91
Cl	0.22	0.26	0.20	-	0.31
TOTAL	47.05	47.93	101.54	101.46	101.57

* = in Titanit

Tab. 3.8 : MAGNETIT ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ basierend auf idealer Stöchiometrie)

	1007 500	1002 501	1034 IA 502	1034 IC 503	1034 IC 504	1034 505	1034 IC 506	1036 IP 507	1036 Igm* 508	1044 509	1060-5 510
SiO_2	0.39	0.17	0.10	0.17	0.10	-	-	0.29	2.73	0.24	0.20
TiO_2	10.25	15.45	12.02	10.70	10.43	10.13	9.77	10.31	7.71	11.00	10.60
Al_2O_3	1.59	1.19	3.38	3.20	3.13	2.77	2.63	2.83	2.01	3.44	3.12
FeO	33.65	37.21	36.72	36.33	35.63	35.52	39.00	35.31	29.63	36.71	36.70
Fe_2O_3	41.10	32.42	40.96	43.02	44.51	45.59	41.67	46.24	48.75	42.86	44.16
MnO	1.95	1.82	1.96	1.90	1.88	2.03	3.17	2.16	3.73	1.82	1.80
MgO	2.03	2.42	2.29	1.73	2.01	1.78	1.21	1.81	0.53	2.04	1.84
V_2O_5	-	-	0.20	0.17	0.25	0.13	0.16	0.18	0.13	0.23	0.26
TOTAL	90.96	90.68	97.63	97.22	97.94	97.96	97.61	98.95	95.22	98.34	98.68

* = in "Tröpfchen-Einschluß",
Grundmasse

	1060-5 511	1060-5 512	1060-5 513	1060-5 514	1075-1 515	1079-3 516	1079-3IA 517	1088 518	1088 519	1088 in G* 520	1088 521	1099-4 522
SiO_2	0.25	0.28	0.18	0.11	0.26	0.19	0.18	0.28	0.27	0.24	0.22	0.13
TiO_2	10.63	10.90	11.88	11.11	10.70	11.94	10.61	11.03	11.28	9.10	9.94	12.60
Al_2O_3	3.24	3.27	3.48	3.20	3.19	3.41	2.86	3.19	3.16	2.72	2.97	6.79
FeO	37.16	36.73	37.84	37.12	36.47	37.54	36.50	36.68	36.41	33.58	35.66	36.40
Fe_2O_3	44.09	43.61	42.39	44.12	43.32	42.02	45.02	43.45	42.12	46.39	45.22	37.17
MnO	1.74	1.88	1.80	1.83	1.98	1.68	2.07	2.01	1.95	2.37	1.95	0.39
MgO	1.90	1.95	2.12	1.95	1.83	2.30	1.83	2.07	2.19	2.11	1.87	4.39
V_2O_5	0.27	0.27	0.25	0.19	0.28	0.22	0.19	0.19	0.26	-	0.23	0.25
TOTAL	99.28	98.89	99.94	99.63	98.03	99.30	99.26	98.90	97.64	96.51	98.06	98.12

* = in Glaseinschluß

Tab. 3.9 : DUNKELGLIMMER

	1002 I 524	1002 I 525	1002 I 526	1002 I 527	1002 I 528	1002 I 529	1002 I 186	1058* I 532	1060-5 I 187
SiO_2	36.12	36.46	33.43	33.21	33.62	33.85	34.67	32.97	33.68
TiO_2	3.15	2.91	3.11	2.96	3.08	3.10	2.95	3.40	n.a.
Al_2O_3	13.36	13.36	12.82	12.63	13.01	12.85	12.91	13.05	13.55
FeO	27.41	28.77	25.58	25.59	26.33	26.34	26.39	29.93	26.25
MnO	4.10	4.03	5.91	5.86	4.61	4.58	3.90	5.97	5.00
MgO	6.44	5.10	4.52	4.47	4.87	4.93	6.65	0.73	5.14
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.05
Na_2O	-	-	0.40	0.38	0.37	0.38	-	0.81	0.49
K_2O	9.05	9.10	9.29	9.17	9.33	9.34	8.73	8.95	9.08
TOTAL	99.63	99.73	95.06	94.27	95.22	95.37	96.20	95.83	93.24

* Subvulkanit

	1061-7 II 530	1088 III 523	1099-1 III 188	1099-12 III 189	1101-3 III 190	1101-4 III 191	1099-4 II* 531
SiO_2	34.54	36.28	35.75	36.27	35.33	35.86	34.94
TiO_2	7.05	6.33	5.64	n.a.*	6.00	5.81	6.81
Al_2O_3	15.87	16.87	17.23	17.84	17.31	16.88	16.02
FeO	14.13	7.96	9.35	8.26	8.19	8.93	13.45
MnO	-	-	0.07	0.07	0.08	0.01	-
MgO	14.67	18.22	17.77	18.28	17.85	17.83	14.36
CaO	-	-	-	0.07	-	-	-
Na_2O	0.37	0.21	0.30	0.47	0.16	0.09	0.31
K_2O	9.64	9.86	9.04	9.47	9.10	8.94	9.42
TOTAL	96.27	96.73	95.15	90.73*	94.02	94.35	95.31

* TiO_2 nicht
analysiert !* Mafisches
Kumulat

Tab. 3.10 : OLIVIN

	1076 iC 214	1089-2 209	1089-2 210	1089-2 211	1089-2 212	1089-2 213	1099-1 198	1101-4 199	iCD* 200	1099-12 iMC* 201
SiO ₂	39.11	38.00	39.00	39.70	40.00	39.80	39.65	39.11	39.75	39.30
FeO	15.61	12.45	12.93	12.10	14.10	12.60	11.64	14.83	14.25	14.37
MnO	0.24	0.23	0.25	0.24	0.30	0.18	0.11	0.37	0.24	0.20
MgO	45.13	44.84	45.75	46.00	45.70	46.70	48.04	45.16	45.50	45.19
CaO	0.29	0.47	0.46	0.49	0.47	0.48	0.48	0.23	0.26	0.25
TOTAL	100.38	95.99	98.39	98.53	100.57	99.76	99.92	99.69	100.00	99.31
* iCD = in Chromdioosid ** iMC = in MegaCpx										
Fo	83.7	86.5	86.3	87.0	84.8	86.8	88.0	84.4	85.0	85.0
	1099-12 iMC 202	1099-12 SP * 203	1099-12 SP * 204	1099-12 iCM OL 1	1099-12 iCM OL 2	1099-12 SP OL 3	1099-21 SP 205	1099-21 SP 206	1099-21 SP 207	1099-21 F* 208
SiO ₂	40.19	39.64	40.17	40.23	40.38	41.05	39.95	39.71	39.81	39.80
FeO	13.52	10.37	10.08	13.70	13.64	9.90	11.19	11.59	11.24	12.20
MnO	0.23	0.18	0.17	0.17	0.20	0.12	0.14	0.20	0.28	0.34
MgO	45.48	48.48	47.76	45.40	45.43	48.49	48.25	48.38	48.32	47.21
CaO	0.34	0.38	0.39	0.24	0.26	0.33	0.48	0.31	0.36	0.27
TOTAL	99.76	99.05	98.57	99.74	99.91	99.89	100.01	100.19	100.01	99.82
* SP = kleiner Einsprengling * F = großer OL										
Fo	85.0	89.0	89.0	85.5	85.6	89.7	88.5	88.2	88.5	87.3

Tab. 3.11 : NEPHELIN

	1002 568 c	1002 569 r	1002 570	1058 SV
SiO ₂	44.70	44.63	44.95	44.78
Al ₂ O ₃	31.65	31.86	32.20	35.09
FeO	0.60	0.47	0.58	-
CaO	0.16	0.23	0.11	0.17
Na ₂ O	16.79	16.70	16.92	16.78
K ₂ O	3.73	3.98	3.88	4.11
TOTAL	97.63	97.87	98.64	100.93
Ne	72.83	72.55	72.98	72.65
Ks	10.64	11.38	11.01	11.71
Qz	16.53	16.07	16.01	15.64

Tab. 3. 12 : CANCRINIT

	1002 CORE 1	1002 RIM 1	1002 (1)*	1002 (2)*	1002 (3)*	1002 AV 1,2,3	1058 SV** CORE1	1058 SV (1)*	1058 SV (2)*	1058 SV (3)*	1058 SV AV 1,2,3
SiO ₂	36.37	36.02	35.25	35.52	35.80	35.52	35.79	36.35	36.71	36.63	36.56
Al ₂ O ₃	30.46	30.54	28.84	28.95	28.98	28.92	31.08	29.03	29.01	29.13	29.05
FeO	0.34	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7.23	7.25	6.36	6.04	6.09	6.16	7.13	6.04	5.93	5.91	5.96
Na ₂ O	17.69	17.55	19.08	19.18	19.06	19.11	18.27	18.84	19.03	18.54	18.80
K ₂ O	0.64	0.49	0.41	0.58	0.50	0.50	0.56	0.51	0.51	0.47	0.50
SO ₃	0.68	0.57	0.77	0.92	1.22	0.97	0.65	0.75	0.55	0.75	0.65
F	0.14	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F = 0	0.06	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	93.49	92.84	90.71	91.19	91.65	91.18	93.48	91.52	91.74	91.43	91.53

* Analysiert von Dr. B. Aitken

** Sanidin-Cancrinit-Nephenlin-Hauyn - Subvulkanit

Tab. 3.13 : GLASEINSCHLÜSSE (Alle Analysen auf 100 normiert, 'TOTAL' gibt ursprüngliche Analysensumme an)

	1002 A* 246	1002 A 247	1002 SP * 249	1002 SP 250	1002 A 251	1002 A 252	1002 A 255	1002 A 257	1002 A 258	1002 A 259	1002 A 260
SiO ₂	61.72	59.95	60.98	62.08	57.33	59.42	63.15	57.67	57.31	57.74	59.82
TiO ₂	-	-	0.94 (?)	0.53	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24.01	23.41	21.99	22.06	21.71	22.42	24.48	22.50	22.73	22.31	23.16
FeO	2.40	2.60	1.18	1.18	1.77	1.59	2.71	2.15	1.78	2.00	2.14
MnO	0.63	0.79	-	-	0.18	-	0.66	0.54	0.52	0.34	0.48
MgO	0.09	0.10	-	-	-	-	-	-	0.10	-	-
CaO	0.18	0.26	1.28	0.95	0.67	0.60	0.32	0.36	0.39	0.37	0.38
K ₂ O	4.89	5.30	6.16	7.12	6.22	6.17	4.36	5.35	5.24	5.45	5.67
Na ₂ O	5.19	6.37	7.09	5.72	11.34	9.41	3.59	10.97	11.38	11.39	7.86
SO ₃	0.25	0.35	-	-	0.28	-	0.24	-	-	0.17	-
P ₂ O ₅ (?)	0.30	0.42	-	-	0.10	-	0.28	0.22	0.32	-	0.16
Cl	0.33	0.44	0.38	0.36	0.40	0.38	0.22	0.23	0.24	0.24	0.32
Cl = 0	0.07	0.10	0.09	0.08	0.09	0.09	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
TOTAL	94.12	76.99	91.28	90.37	96.21	93.27	93.24	100.12	100.42	93.62	94.15

* A = Glaseinschluß in Amphibol

* SP = Glaseinschluß in Titanit (Sphene)

	1017 A 261	1017 A 262	1017 A 263	1017 C * 266	1017 C 267	1017 C 268	1017 A 269	1017 A 270	1017 A 271	1017 A* 272	1017 A 273
SiO ₂	61.72	59.64	60.62	62.18	61.84	61.93	57.35	58.05	61.59	58.25	59.77
TiO ₂	-	0.22	0.25	-	-	-	-	-	0.14	0.66	0.20
Al ₂ O ₃	21.52	20.36	21.27	21.55	21.56	21.70	21.81	22.17	20.48	19.28	20.52
FeO	1.85	1.69	1.40	0.47	0.56	0.38	2.01	2.12	1.06	4.37(!)	2.51
MnO	0.29	-	-	-	-	-	0.20	0.26	-	0.39	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-	1.16(!)	0.11
CaO	0.57	1.23	0.47	0.52	0.58	0.55	0.67	0.81	1.02	3.26(!)	1.36
K ₂ O	5.87	8.35	8.23	8.90	7.83	8.72	5.54	6.15	8.54	5.77	8.03
Na ₂ O	7.87	7.90	7.23	6.18	7.40	6.49	12.02	9.92	6.97	6.62	7.17
SO ₃	-	0.22	0.24	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0.32	0.27	0.29	0.21	0.22	0.22	0.35	0.41	0.21	0.29	0.33
Cl=0	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09	0.05	0.07	0.08
TOTAL	92.75	94.29	91.50	97.72	95.40	95.78	103.00	100.67	96.89	94.09	98.48

* C = Glaseinschluß in Klinopyroxen (Cpx)

* Wirtsmineral mit analysiert

	1034 A 339	1034 A 340	1034 A 341	1034 A 342	1034 A 343	1034 A 344	1034 A 345	1034 A 347	1034 A 348	1034 C* 349	1034 C* 350
SiO ₂	58.82	58.33	63.82	60.17	58.00	60.25	58.88	59.89	61.20	60.30	61.32
TiO ₂	0.18	-	0.12	-	0.09	-	0.14	-	0.12	0.59	0.63
Al ₂ O ₃	20.47	21.65	23.08	22.33	21.76	20.91	20.97	21.19	21.43	22.12	22.48
FeO	2.34	2.00	2.17	1.99	1.83	1.71	2.17	2.09	2.25	1.26	1.26
MnO	0.20	0.15	0.20	-	0.26	-	0.21	0.17	0.22	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0.09	-	-	-
CaO	0.91	0.78	0.85	0.79	0.77	0.78	0.77	0.82	0.82	1.53	1.57
K ₂ O	6.40	6.28	5.84	6.62	6.47	7.21	6.00	6.13	6.35	8.58	8.46
Na ₂ O	10.15	10.49	3.52(!)	7.51	10.41	8.77	10.44	9.23	7.14	5.43	4.12
Cl	0.35	0.38	0.41	0.37	0.41	0.37	0.40	0.38	0.39	0.19	0.16
Cl=0	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.04	0.04
TOTAL	99.00	102.45	96.83	96.87	99.92	95.61	98.08	99.90	98.47	94.45	94.26

* = sehr kleine, runde Einschlüsse

	1034 C 216	1034 SP 274	1034 SP 275	1034 A 276	1034 A 277	1034 Cb * 278	1034 Cb* 279	1034 C 280	1034 C 281	1034 A 336	1034 A 337
SiO ₂	58.78	57.15	61.54	58.80	57.93	59.78	58.79	59.80	58.83	60.01	59.45
TiO ₂	0.49	0.28	0.24	-	0.22	0.49	0.50	0.30	0.30	0.14	0.17
Al ₂ O ₃	21.24	19.31	20.87	20.95	21.24	22.12	21.92	20.75	20.55	20.80	20.75
FeO	1.39	1.90	1.05	2.24	2.38	0.80	0.95	1.54	1.78	2.24	2.29
MnO	0.04	-	-	0.21	0.28	-	-	-	-	0.18	0.27
MgO	0.04	-	-	-	0.12	-	-	-	-	0.09	0.27
CaO	1.01	0.84	1.02	0.89	1.00	2.02	1.87	1.08	1.84	0.82	0.92
K ₂ O	8.76	6.09	8.37	6.52	6.51	9.54	9.52	8.83	7.10	6.33	6.49
Na ₂ O	8.24	9.92	6.65	10.31	9.95	5.16	5.81	7.13	8.06	9.29	9.22
Cl	-	0.34	0.28	0.34	0.36	0.09	0.14	0.21	0.34	0.34	0.30
Cl=O	-	0.08	0.06	0.08	0.08	0.02	0.03	0.05	0.08	0.08	0.07
TOTAL	97.06	95.76	96.18	100.19	100.08	93.00	93.46**	95.91**	97.42**	99.52	97.34

* Cb = Glaseinschluß in braunem Klinopyroxen

** = enthält etwas "SO₃"

	1034 A 353	1034 A 354	1034 A 355	1034 AP* 356	1036 SP 282	1044 SP 286	1044 A 287	1044 A 288	1044 A 289	1044 A 290	1044 A 291
SiO ₂	60.77	61.26	60.46	63.38	59.57	61.16	60.13	61.51	61.29	60.64	59.79
TiO ₂	0.30	0.24	0.34	0.26	0.43	0.36	0.42	0.39	0.17	0.34	0.10
Al ₂ O ₃	21.08	20.99	20.66	21.31	20.77	21.11	21.61	21.18	20.92	20.04	20.87
FeO	2.28	2.25	2.54	2.19	1.88	1.96	1.22	2.05	2.43	2.15	2.18
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16	-
CaO	0.91	0.80	0.84	2.18	1.20	0.91	1.47	1.14	1.19	1.13	1.39
K ₂ O	6.46	6.80	6.69	7.52	7.45	7.52	8.85	7.52	7.42	7.61	7.38
Na ₂ O	7.87	7.35	8.15	2.28(!)	8.42	6.64	6.11	5.97	6.25	7.58	7.96
Cl	0.33	0.31	0.32	0.29	0.28	0.34	0.19	0.23	0.32	0.36	0.32
Cl=O	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.04	0.05	0.07	0.08	0.07
TOTAL	100.57	100.00	101.89	92.66*	104.60	98.28	96.63	96.59	99.09	100.70	99.77

* = Glaseinschluß in Apatit, Analyse enthält 0.59 % P₂O₅

	1044 A 292	1044 A 293	1044 A 294	1044 SP 295	1044 C 299a	1044 C 296	1044 C 297	1044 C 298	1044 C 299	1046 C 300	1050 A 218
SiO ₂	59.94	59.13	59.04	59.21	58.02	58.66	58.59	60.70	58.88	58.34	58.04
TiO ₂	0.19	0.34	0.33	0.48	0.44	0.50	0.57	0.44	0.65	0.64	0.25
Al ₂ O ₃	20.95	20.34	20.23	22.01	21.14	20.49	20.44	21.49	20.67	22.48	19.43
FeO	2.20	2.14	2.44	2.17	1.85	2.23	2.01	1.27	2.37	1.58	2.63
MnO	0.12	-	-	0.20	-	-	-	-	-	-	0.35
MgO	0.09	-	0.16	-	-	-	-	-	-	-	0.21
CaO	1.55	1.09	1.44	1.93	1.69	1.70	1.81	1.14	1.64	2.12	1.79
K ₂ O	7.32	7.62	7.38	6.10	7.97	8.51	8.11	9.01	8.24	7.26	- (?)
Na ₂ O	7.33	9.09	8.78	7.54	8.71	7.74	8.27	5.80	6.97	7.05	6.90
Cl	-	0.26	0.25	0.37	0.18	0.18	0.19	0.16	0.18	0.24	-
Cl=O	-	0.06	0.06	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	-
TOTAL	100.05	101.18	101.44	93.84	98.32	98.85	99.26	96.28	99.41**	94.39**	89.60 *

** Analyse enthält "SO₃", * Analyse enthält kein K₂O

	1050 A 219	1050 S* 220	1055-2 HA* 301	1055-2 C 302	1055-2 C 303	1055-2 S 303a	1055-3 PL* 305	1060-5 SP 307	1060-5 SP 308	1060-5 HA 309	1060-5 A 221
SiO ₂	60.32	60.11	59.36	60.17	59.68	59.18	56.53	60.08	59.91	59.49	59.88
TiO ₂	-	-	0.27	0.59	0.62	0.43	1.01	0.34	0.49	0.31	-
Al ₂ O ₃	20.38	19.59	19.74	20.47	19.79	19.73	19.20	20.21	20.15	19.74	20.40
FeO	2.73	2.31	2.03	1.75	2.38	2.76	3.14	1.52	2.02	1.96	2.68
MnO	0.26	0.17	-	-	-	-	0.13	-	-	-	0.19
MgO	0.21	0.30	-	-	-	0.25	0.30	-	-	-	0.34
CaO	1.70	1.94	2.06	1.47	1.86	1.52	1.44	1.52	1.48	1.48	1.86
K ₂ O	6.81	7.17	11.10	9.12	8.50	7.42	8.20	7.91	9.47	12.48(!)	7.41
Na ₂ O	7.27	8.17	5.26	5.96	6.94	8.45	6.29	7.38	6.25	4.40(!)	6.99
Cl	0.33	0.25	0.17	0.17	0.23	0.26	0.23	0.15	0.23	0.14	0.26
Cl=O	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.03	0.06
TOTAL	96.60	96.63	97.67	96.73**	99.01	97.95	96.50	95.39	95.63	99.59	95.12

* S = Glaseinschluß in Sanidin, * HA = Glaseinschluß in Hauyn, * PL = Glaseinschluß in Plagioklas.

** Analyse enthält etwas "SO₃" und "P₂O₅"

	1060-5 C 222	1060-5 C 223	1060-5 C 224	1060-5 C 225	1061-7 C 310	1061-7 C 311	1061-7 C 312	1075 MT * 313	1075 A 314	1075 S 316	1076 A 227
SiO ₂	60.22	61.38	61.37	59.96	61.88	58.10	62.22	59.29	59.10	59.44	60.14
TiO ₂	-	-	-	-	0.33	0.39	0.34	0.56	0.32	0.36	-
Al ₂ O ₃	20.17	19.78	20.94	19.51	19.30	18.12	19.27	20.23	19.60	20.14	20.48
FeO	2.63	2.55	2.38	3.29	2.15	2.84	2.03	2.31	2.38	2.40	2.59
MnO	0.18	0.27	0.18	0.20	0.10	0.17	-	0.08	-	-	0.17
MgO	0.29	0.24	0.19	0.44	-	-	-	-	0.19	0.17	0.26
CaO	1.81	1.70	1.33	1.81	0.88	2.67	0.90	2.27	1.79	1.90	1.74
K ₂ O	7.39	7.05	6.99	6.93	7.89	7.84	8.13	9.01	9.34	8.33	7.20
Na ₂ O	7.05	6.69	6.32	7.61	7.20	8.37	6.92	5.91	7.04	7.06	7.11
Cl	0.27	0.33	0.30	0.24	0.25	0.21	0.18	-	0.24	0.20	0.31
Cl=O	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	-	0.05	0.04	0.05	0.07
TOTAL	96.81	96.18	94.40	94.56	96.59	96.55	96.30	98.40	100.67	98.55	96.67

* MT = Glaseinschluß in Magnetit

	1076 C 228	1076 C 229	1076 MT 232	1079-3 C 319	1079-3 C 320	1079-3 SP 321	1079-3 SP 322 *	1088-1b C 323	1088-1b SP 324	1088-1b SP 325	1088-1b SP 327
SiO ₂	60.91	60.58	60.40	60.59	61.14	58.68	58.68	61.56	62.01	58.50	59.39
TiO ₂	-	-	-	0.43	0.29	0.51	0.51	0.38	0.43	0.50	0.49
Al ₂ O ₃	20.34	20.88	20.46	20.57	20.66	20.09	20.09	20.10	20.13	19.79	20.04
FeO	2.51	2.40	2.85	1.80	1.78	2.18	2.18	1.77	1.77	2.24	2.33
MnO	0.21	0.15	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.13	0.09	0.15	-	-	0.07	0.07	-	-	0.20	-
CaO	1.23	1.36	1.27	1.03	0.96	1.51	1.51	0.86	0.62	1.63	1.29
K ₂ O	8.65	8.02	8.06	8.73	8.76	8.64	8.64	8.84	8.53	7.88	8.82
Na ₂ O	5.77	6.30	6.45	6.65	6.22	7.93	7.93	6.24	6.31	8.99	7.58
Cl	0.25	0.22	0.26	0.19	0.19	0.39	0.39	0.25	0.19	0.24	0.06
Cl=O	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.09	0.09	0.06	0.04	0.05	0.01
TOTAL	93.68	95.14	95.74	95.16	93.99	99.11	99.11	94.84	96.27	99.13	97.14

* Analyse identisch zu 321 !!

	1088-1b A 328	1088-1b A 330	1099-1 HA 235a	1099-21 A 235	1099-1 A 236	1099-12 A 237	1101-4 C 238	1101-4 C 239	1101-4 PL 240	1101-4 C 333	1101-4 C 334
SiO ₂	59.00	57.17	59.79	56.54	57.76	58.24	59.88	59.45	59.20	59.01	59.96
TiO ₂	0.43	0.35	-	0.92	0.21	-	0.47	0.69	0.85	0.43	0.48
Al ₂ O ₃	20.02	19.07	19.98	19.44	21.04	20.21	18.88	20.84	19.84	19.12	18.97
FeO	2.01	2.25	1.05	4.95	2.25	3.46	3.89	2.03	3.15	3.51	3.52
MnO	-	-	-	0.24	0.13	0.35	0.28	0.19	0.22	0.17	0.19
MgO	0.24	-	-	1.21	0.13	0.26	0.28	0.31	0.35	0.21	-
CaO	1.90	1.39	3.57	3.06	0.56	1.92	2.73	3.64	2.10	2.70	2.48
K ₂ O	8.16	8.28	7.54	7.11	6.71	7.95	6.87	6.77	7.55	7.71	7.57
Na ₂ O	8.03	7.83	7.54	6.53	10.89	7.61	6.73	6.09	6.74	6.93	6.67
Cl	0.21	0.20	0.11 F	-	-	-	-	-	-	0.21	0.16
Cl=O	0.05	0.05	0.16	-	-	-	-	-	-	0.05	0.04
TOTAL	98.79	96.49	90.16	95.54	94.49	97.46	96.46	96.52	93.94	96.35	96.54

Tab. 3.14 : MINERALANALYSEN (RFA)

	1034	1044	1060-5	1060-5	1088	1088	1017*	1088*
	SAN	SAN	SAN	PLAG	SAN	PLAG	SPH	SPH
SiO ₂	64.30	63.30	62.10	57.40	63.40	57.50	-	29.15
TiO ₂	0.03	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	33.30	34.97
Al ₂ O ₃	19.14	19.15	18.83	25.21	19.35	25.62	1.59	1.87
Fe ₂ O ₃	0.20	0.21	0.22	0.34	0.23	0.27	2.08	1.79
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.14	0.12
MgO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.09
CaO	0.71	0.90	0.80	7.53	0.89	7.78	26.41	27.01
Na ₂ O	5.02	4.02	3.68	5.99	3.50	5.76	0.03	0.22
K ₂ O	8.78	9.99	10.38	1.59	10.68	1.57	0.03	0.06
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.23	0.26
H ₂ O ⁺	0.26	0.13	0.10	0.11	0.09	0.09	-	-
CO ₂	0.04	0.11	0.21	0.05	0.02	0.04	-	-
TOTAL	98.51	97.89	96.41	98.33	98.27	98.74	-	-
Ab	44.8	36.24	33.44	53.41	31.57	51.84		
An	3.5	4.48	4.02	37.10	4.44	38.70		
Or	51.55	59.25	62.05	9.33	63.38	9.30		
Cels	0.16	0.03	0.49	0.15	0.61	0.16		
ppm								
Cr							24	3
Co							4.5	3.5
Ba	860	159	2690	860	3340	900	401	1285
Ni							15	24
Cu							504	613
Zn							19.4	193
Rb							-	-
Sr							74	136
Y							1009	1213
Zr							2788	2139
Nb							8700	6499

* nur qualitative Analysen !

TAB. 4.1 a : SPURENELEMENTKONZENTRATION GEGAMTGLSTEIN (INA, IN PPM)

OLP

	1002-1	1002-2	1005-1	1005-2	1005-3	1017-1	1017-2 P.S. *	1017-3 P.S. *
Na %	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	0.15	(1.74)	0.13	0.08	0.11	0.28	0.48	0.19
Cr	2	(21.5)	-	-	-	9.03	-	-
Fe %	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	0.44	(2.72)	0.46	0.41	0.42	0.91	0.75	0.59
Zn	153	153	131	124	145	97	-	-
Rb	380	295	279	263	292	330	580	564
Sr	3.86 **	-	-	-	-	35	-	-
Zr	2200	2155	1845	1845	1995	1220	2460	2420
Ba	380	425	285	265	350	275	-	-
La	196	196	172	175	303	166	194	185
Ce	304	284	248	243	271	192	247	233
Nd	104	97	92	85	92	44	38	33
Sm	4.31	5.63	3.66	3.87	4.22	3.97	5.20	4.52
Eu	0.48	0.55	0.36	0.39	0.40	0.36	0.51	0.41
Tb	0.54	0.56	0.41	0.38	0.49	0.31	0.39	0.48
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	7.63	7.31	6.05	6.16	6.90	4.03	6.14	5.76
Lu	1.24	1.16	0.88	1.03	1.09	0.64	1.22	1.15
Hf	41.8	39.5	33.9	34	37.3	20.6	36.6	34.6
Ta	8.16	7.77	6.53	6.56	7.17	4.98	6.93	6.69
Th	115	108	93.7	94.8	104	51.6	92.5	87.5
U	27.5	38.1	31.8	34.3	39.3	21.8	26.3	22.9

** Sr mit Isotopenverdünnung

* Probe P. Staps

MLP

OLP

	1034	1034-a	1034-2 R.R. *	1050	1060-1	1060-2	1060-3	1060-4
Na %	-	-	-	-	4.32	4.70	4.83	4.12
Sc	0.29	1.04	0.22	1.16	1.20	1.41	1.40	1.41
Cr	-	12.1	5	7.1	4	5.1	7.3	4.7
Fe %	-	-	-	-	3.51	4.30	4.09	3.44
Co	0.80	1.99	2.16	2.52	3.04	3.75	3.68	3.35
Zn	62	66	77	-	43	48.8	50.9	41.2
Rb	140	132	247	198	86	88	101	87
Sr	140	161	77	365	1023	943	1032	892
Zr	835.5	830	785	495	359	380	326	402
Ba	185	170	155	325	743	834	766	661
La	114	107	114	90.4	88.95	93.09	90.10	80.09
Ce	159	150	162	143	163.5	169.8	161.2	146.4
Nd	23	15	34	32	38.3	36.3	41.5	35.8
Sm	3.20	3.34	2.98	4.14	5.95	6.20	5.66	5.64
Eu	0.61	0.63	0.47	1.03	1.88	1.94	1.78	1.71
Tb	0.38	0.39	0.25	0.41	0.56	0.62	0.61	0.56
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.91	3.08	2.87	2.07	2.25	2.21	2.07	2.34
Lu	0.44	0.48	0.46	0.36	0.33	0.33	0.32	0.36
Hf	12.7	12.1	13.3	7.77	6.20	6.52	6.39	6.82
Ta	4.78	4.44	4.61	5.62	7.69	8.07	7.26	6.77
Th	28	26	31.8	15.15	11.36	11.75	11.99	12.97
U	8.2	6.2	10.2	3.87	-	-	-	-

* Probe R. Risse

	1060-5	1079-1	1079-2	1079-3	1079 H.U.S. *	1088	1089-1	1097-1
Na %	4.44	-	-	-	-	-	-	-
Sc	1.21	1.44	2.69	1.23	1.53	2.61	2.75	2.43
Cr	4.5	-	1.9	2.1	-	6.52	9	4
Fe %	3.46	-	-	-	-	-	-	-
Co	3.28	3.28	5.35	3.42	3.88	4.55	6.7	5.5
Zn	41.8	42	49	43	-	41	42	43
Rb	88	82	87	79	142	138	66	62
Sr	798	890	1125	710	865	1085	1251	1301
Zr	378	310	370	205	325	320	282	204
Ba	665	335	645	320	720	1610	1863	1764
La	80.55	73	93	83	85.7	92.0	95.6	95.8
Ce	164.6	140	180	152	163	189	197	177
Nd	37	28	42	36	53	49	70.5	63.1
Sm	5.86	6.19	8.34	6.17	6.39	8.55	9.5	8.52
Eu	1.83	1.73	2.37	1.74	1.90	2.41	2.70	2.42
Tb	0.63	0.63	0.78	0.58	0.65	0.92	0.91	0.75
Ho	-	-	-	-	-	-	1.01	0.82
Yb	2.17	1.94	2.69	2.04	2.41	2.72	2.65	2.28
Lu	0.33	0.27	0.39	0.35	0.33	0.40	0.31	0.29
Hf	6.64	4.60	5.82	5.13	5.62	5.82	5.32	5.31
Ta	7.55	6.33	8.27	5.94	7.83	9.31	9.35	8.19
Th	11.54	7.95	10	9.61	10.1	10.15	8.97	8.66
U	-	3.1	3.1	-	2.67	2.06	1.62	1.96

* Probe H.U. Schmincke

204 NISA

1097-2

C BAS

Na %	-	-
Sc	19.44	33.6
Cr	120	262
Fe %	-	-
Co	22.9	49.5
Zn	-	(90.8)
Rb	68	85
Sr	982	(709)
Zr	318	235
Ba	1830	(770-879)
La	69.6	49.2
Ce	144	104
Nd	55.3	46.3
Sm	8.08	47.8
Eu	2.19	2.36
Tb	0.75	0.90
Ho	0.97	-
Yb	2.14	1.75
Lu	0.35	0.28
Hf	5	5.97
Ta	6.56	4.6
Th	7.44	5.70
U	0.83	1.51

TAB. 4.1 b : SPURENELEMENTKONZENTRATION GESAMTGESTEIN (PFA, IN PPM)

	1002-1	1017	1024	1026	1034	1044	1050	1055-1	1060-4	1060-5	1069-1	1075
(Cr)	5	< 5	7	< 5	< 5	5	6	6	7	8	12	8
(Co)	4	16	5	13	24	23	11	< 5	4	15	13	11
(Ni)	7	6	8	4	< 4	3	4	2	7	2	6	2
Cu	49	75	26	21	23	51	21	21	128	22	18	32
Zn	309	209	148	131	113	114	76	71	135	69	69	90
Rb	712	464	376	339	285	216	168	162	139	128	127	121
Sr	5	35	64	85	185	274	468	515	911	1103	989	1066
Y	43	28	25	22	21	21	21	22	25	24	25	24
Zr	2614	1407	1055	920	738	550	400	388	417	283	287	262
Nb	413	235	186	167	144	135	120	122	108	107	110	102
Mo *	2.2	3.3	-	-	-	5.3	5.6	-	-	5.6	-	-
Ba	359	369	382	374	419	438	483	499	598	663	639	617

BASANIT

	1088-1	1089-1	1089-2	1097-1	1097-2	1099-1	1099-2	1099-3B	1101-3	NISA 204
(Cr)	7	9	11	5	87	22	87	11	128	231
(Co)	7	6	17	6	11	10	12	18	15	67
(Ni)	5	7	5	8	72	16	52	3	98	149
Cu	10	14	24	49	68	17	31	19	44	60
Zn	69	71	70	86	64	68	67	75	64	70
Rb	117	111	110	114	106	119	105	119	81	63
Sr	1192	1287	1290	1257	977	979	962	1111	781	722
Y	27	30	30	28	24	28	26	28	26	26
Zr	269	257	254	262	221	264	243	264	217	235
Nb	113	121	118	113	85	118	95	119	68	64
Mo *	38	4.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	673	705	700	693	696	607	652	657	644	892

* Molybdänanalyse R.L. Smith USGS/Reston

TAB. 4.2 : S P U R E N E L E M E N T K O N Z E N T R A T I O N M A T R I X (INA, in ppm)

	1017 M	1034 M	1044-1 M	1050-1 M	1060-5 M	1088-1 M	1099-2 M
Na %	7,98	6,84	5,71	5,87	4,98	4,69	7,86
K %	6,8	8,7	-	-	6,2	8,9	7,0
Sc	0,13	0,15	0,38	0,35	0,45	0,50	16,84
Cr	-	4,68	7	5	2,53	-	133
Fe %	1,36	1,50	2,40	2,42	1,82	1,86	5,03
Co	0,57	0,65	1,1	1	1,62	1,84	25,5
Zn	102	75,7	60	62	43,6	39	-
Rb	320	231	177	186	130	134	88,5
Sr	-	-	156	167	258	301	534
Zr	928	688	627	739	318	340	450
Ba	178	127	194	209	595	599	1384
La	161	131	103,8	107,9	97,9	100	78,7
Ce	204,5	170	152	160	143,7	162,8	153,2
Nd	34,6	31,5	29	29,8	37,5	41,1	31,9
Sm	2,25	2,07	3,02	3,06	2,87	4	7,97
Eu	0,31	0,45	0,63	0,68	1,10	1,17	2,02
Tb	0,39	0,50	0,36	0,38	0,19	0,25	0,87
Ho	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0,53	0,44	0,28	0,24	0,47	0,54	0,37
Yb	4,46	3,11	2,44	2,52	2,01	2,12	2,31
Lu	0,78	0,64	0,43	0,48	0,31	0,35	0,29
Hf	23,5	15	10,49	10,69	7,29	7,50	6,62
Ta	5,13	4,79	5,14	5,10	5,63	6,30	5,07
Th	58,8	35,1	23,81	24,08	15,9	15,9	10,5
U	15,5	8,30	5,98	-	3,04	3,60	1,61

TAB. 4.3 : SPURENELEMENTKONZENTRATIONEN EINSPRENGLINGS (in ppm)

TAB. 4.3 a : SANIDIN

	1034 SAN	1060-5 SAN	1097-2 SAN	1017 SAN BR 2	1034 SAN BR 2	1060-5 SAN BR 2	1088-1 SAN BR 2	1097-2 SAN BR 2
Na %	3.71	2.77	2.99	5.06	4.26	3.10	2.9	2.83
K %	8.0	9.1	-	7.7	8.3	8.2	9.5	-
Ca %	-	-	-	0.17	0.25	0.31	0.36	-
Sc	0.03	0.031	-	0.0102	0.004	0.0071	0.0094	-
Cr	-	-	3.14	0.44	1.7	2.3	1.9	1.44
Fe %	0.13	0.17	0.17	0.113	0.138	0.168	0.164	0.156
Co	0.87	0.90	0.76	0.046	-	0.058	0.034	0.067
Zn	4.36	-	-	1.32	-	-	-	-
Rb	128.0	124.4	110.7	175	134	133	126	110
Sr	434	1381	1712	114	490	1500	1766	1687
Zr	-	-	-	7.2	-	-	-	-
Sb	-	-	-	0.2	0.098	0.037	0.03	-
Cs	-	-	-	0.13	0.10	0.08	0.13	0.10
Ba	1189	3296	3920	643.0	1238	3651	4057	3497
La	7.61	10.4	11.5	4.5	10.8	12.8	13.2	10.4
Ce	4.57	5.47	7.10	1.9	4.4	6.33	6.65	6.0
Nd	-	3.38	4.00	-	-	-	-	0.59
Sm	0.032	-	0.04	0.009	0.016	0.0278	0.031	0.036
Eu	0.37	0.75	0.92	0.15	0.41	0.86	0.96	0.96
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	0.044	0.11	0.11	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	0.007	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	0.25	-	0.63	0.26	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	0.04	0.05	-	0.04
Th	-	-	-	0.032	0.046	0.048	0.052	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. 4.3 b : PLAGIOKLAS

	1017 PLAG	1034 PLAG	1060-5 PLAG	1097-2 PLAG	1034 PLAG BR 2	1060-5 PLAG BR 2	1088-1 PLAG BR 2
Na %	6.05	4.58	4.53	4.21	4.8	5.4	4.78
K %	-	1.0	1.2	-	-	1.3	-
Ca %	-	-	-	-	2.4	4.2	2.6
Sc	0.35 *	0.019	0.06	0.04	0.0083	0.0086	0.009
Cr	-	19.1 *	-	-	2.1 *	1.5 *	-
Fe %	0.62	0.28	0.34	0.31	0.29	0.32	0.298
Co	7.14 *	0.75	0.90	0.55	0.014	-	-
Zn	-	-	9.11	-	0.14	2.7	3.6
Rb	-	-	-	-	4.1	6.7	3.0
Sr	3577	3218	3430	3180	2987	3638	3510
Zr	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1167	933	1150	951	931	1126	1033
La	32.5	29.1	27.3	26.2	32.9	33.6	31.6
Ce	8.59	23.0	24.2	24.9	21.9	30.4	25.9
Nd	-	3.39	4.32	3.21	3.8	6.3	2.26
Sm	0.48	0.18	0.26	0.30	0.27	0.36	0.32
Eu	1.44	0.99	1.22	1.17	0.98	1.22	1.16
Tb	-	-	-	-	0.014	0.02	0.02
Ho	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	0.0034	0.07 (?)	-
Yb	-	-	-	-	0.0093	0.014	0.02
Lu	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	0.06	0.039
Ta	-	-	-	-	0.08	0.14	0.03
Th	-	-	-	-	0.044	0.12	-
U	-	-	-	-	-	-	-

* Kontamination ?

TAB. 4.3 c : HAUYN

	1034 HA	1088 HA	1060-5 HA	1034 HA BR 2	1060-5 HA BR 2	1088-1 HA BR 2
Na %	13.10	11.60	12.17	12.2	10.8	11.4
K %	-	-	-	-	-	-
Ca %	-	-	-	3.4	2.7	-
Sc	0.017	0.01	0.025	0.0150	0.0126	0.0072
Cr	1.93	-	-	0.5	-	-
Fe %	0.20	0.15	0.23	0.176	0.181	0.128
Co	0.36	0.51	0.33	-	-	0.09
Zn	+	+	+	4.8	14.1	8.6
Rb	8.68	8.63	12.5	6.8	7.1	6.15
Sr	473	775	473	472	532	606
Zr	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	+	+	-
Cs	-	-	-	0.09	0.12	0.05
Ba	-	-	49.6	11.3	28.7	19.2
La	16.8	15.5	19.9	17.5	18.8	14.6
Ce	24.6	23.9	28.8	19.8	21.9	18.9
Nd	8.17	3.77	4.53	4.8	4.2	4.52
Sm	0.62	0.43	0.56	0.512	0.46	0.37
Eu	0.27	0.32	0.35	0.23	0.27	0.26
Tb	0.053	-	0.066	0.041	0.044	0.0262
Ho	-	-	-	-	0.05	-
Tm	-	-	-	-	0.15	-
Yb	0.064	0.062	0.11	0.051	0.10	0.049
Lu	-	-	-	0.01	0.01	0.005
Hf	0.12	-	0.29	0.079	0.18	0.02
Ta	-	-	-	0.065	0.14	0.05
Th	0.34	0.13	0.78	0.34	0.50	0.071
U	-	-	-	-	0.13	-

TAB. 4.3 • : KLINOPYROXEN

	1054 CPX	1060-5 CPX	1088 CPX	1097-2 CPX GESAMT *	1099-2 MEGA CPX	1099-2 CPX GESAMT *	1017 CPX GREEN BR 2	1017 CPX GREY BR 2
Na %	0.61	0.86	0.71	0.4	0.32	0.35	0.82	0.59
K %	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca %	-	-	-	-	-	-	9.1	10.6
Sc	22.7	23.7	25.8	102.1	111.4	107.9	24.9	43.4
Cr	12.9	5.3	12.5	413	819	432	6.5	61
Fe %	6.44	8.44	7.24	6.37	4.24	4.23	9.2	8.2
Co	17.6	15.5	15.3	209.7	30.7	29.4	18.5	26.8
Zn	-	110	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	5.2	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	315 (?)	-	-	-	-	511	352
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	15	-	-	-	-
La	33.2	45.2	36.1	8.04	4.7	5.6	70.0	22.9
Ce	92.4	138.2	118.1	24.5	18.5	21.3	149	75
Nd	67.6	85.3	60.6	18.4	19.5	15.6	69.7	69.4
Sm	11.3	13.5	13.4	4.75	3.83	4.22	12.0	13.9
Eu	3.52	3.87	3.63	1.33	1.22	1.25	3.65	4.3
Tb	1.10	1.64	1.69	0.64	0.64	0.52	15	1.8
Ho	1.65	1.64	1.98	0.48	-	0.60	1.6	2.0
Tm	-	0.31	0.19	0.39	-	-	0.42	0.26
Yb	2.81	5.29	4.75	1.02	1.50	0.92	4.0	3.20
Lu	0.37	0.64	0.53	0.09	0.12	0.19	0.46	0.35
Hf	8.11	11.2	9.43	4.05	3.44	3.84	11.6	10.7
Ta	1.32	1.67	1.33	0.29	-	-	2.54	2.04
Th	-	0.65	-	-	-	-	1.3	0.6
U	-	-	-	-	-	-	-	-

* Gesamt Cpx-Fraktion der Probe (enthält Mega-Cpx und Einsprenglinge)

TAB. 4.3 f : TITANIT

	1017 SPH	1034 SPH	1044-1 SPH	1060-5 SPH	1075 SPH	1088-1 SPH	1089-1 SPH	1097-2 SPH
Na %	1.03	0.84	0.99	0.36	0.37	0.36	0.22	0.10
K %	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	1.06	0.91	0.87	1.33	1.50	1.60	1.93	1.36
Cr	24	29	27	25	34	-	-	69
Fe %	1.75	2.06	1.95	1.97	1.71	1.90	1.97	2.01
Co	4.5	1.6	3.5	2.1	1.7	3.5	2.8	5.8
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	2788	2667	1536	1817	1073	2139	2854	1913
Ba	401	599	728	904	1390	1285	1482	1605
La	2306	2840	2358	2619	2507	2603	2653	2698
Ce	6060	7400	6513	7752	7405	7760	8098	8226
Nd	2098	2557	2546	3358	3291	3520	3790	3856
Sm	241.4	306.8	309.7	443.9	444.9	477.2	512.5	510.3
Eu	46.6	59.4	64.0	94.0	97.0	103.7	114.3	113.7
Tb	25.3	32.7	31.8	47.8	47.9	51.2	54.4	52.5
Ho	64.7	40.2	62.9	52.6	50.5	53.5	64.2	96.4
Tm	8.64	17.36	9.07	22.6	23.3	25.6	24.8	22.5
Yb	60.3	73.6	69.9	88.3	85.6	92.3	95.4	99.0
Lu	8.82	10.10	9.94	15.4	14.3	16.1	16.3	14.0
Hf	114.4	134.7	102.6	103.6	96.7	100.8	103.2	101.2
Ta	441.1	544.7	486.0	555.9	576.3	602.4	610.4	665.9
Th	102.2	120.5	111.7	132.0	126.2	127.1	137.9	133.8
U	8.96	5.88	12.89	6.35	8.93	7.54	7.28	18.44

TAB. 4.3 g : PHLOGOPIT, APATIT UND OLIVIN

	1088-1 PHLOG	1089-2 PHLOG	1097-2 PHLOG	1088-1 PHLOG BR 2	1089-2 PHLOG BR 2	1097-2 PHLOG BR 2	1089-1 AP	1097-2 OL
Na %	0.42	0.46	0.49	0.54	0.47	0.40	0.44	0.02
K %	6.53	6.33	6.69	-	-	-	-	-
Ca %	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	15.8	15.8	17.0	13.7	12.7	14.8	-	5.38
Cr	203	168	394	354	285	78.9	-	34
Fe %	9.99	10.15	9.17	7.9	7.64	6.44	0.53	16.87
Co	85.1	86.6	85.6	77.7	72.4	86.6	11.1	29.6
Zn	-	-	-	72	66	-	-	-
Rb	263	276	294	311	280	308	-	-
Sr	-	-	-	-	204 (?)	259 (?)	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	0.92	1.22	0.88	-	-
Ba	6710	6309	7058	6021	6108	5309	-	-
La	0.87	1.62	0.66	3.7	3.2	-	1887	4.41
Ce	(1.5)	4.0	-	4.24	6.99	0.43	4129	11.4
Nd	(9.2)	(8.3)	(7.4)	1.96	3.62	-	1710	5.3
Sm	0.09	0.17	0.04	0.23	0.50	0.029	197	0.71
Eu	-	0.12	0.07	0.128	0.30	0.061	45.9	0.18
Tb	-	-	-	0.04	0.05	-	20.7	0.09
Ho	-	-	-	-	-	-	(130.3)	0.22
Tm	-	-	-	0.09	0.07	0.05	-	-
Yb	-	0.09	-	0.1	0.129	-	27.4	0.25
Lu	(0.08)	-	-	0.049	0.054	0.020	2.36	(0.03)
Hf	1.52	0.85	0.96	0.35	0.51	0.29	-	0.26
Ta	1.23	1.31	1.12	2.05	2.33	0.80	-	0.79
Th	(2.63)	(2.38)	(3.39)	-	0.26	-	42.2	0.34
U	(1.64)	(1.38)	(1.77)	-	-	-	-	1.89
Ni	-	87.8	-	-	-	-	-	164.7

TAB. 5 : V E R T E I L U N G S K O E F F I Z I E N T E N

TAB. 5 a : SANIDIN

	1034 SAN	1060 SAN	1097 SAN	1017 SAN BR 2	1034 SAN BR 2	1060-5 SAN BR 2	1088 SAN BR 2
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Sc	0.02	0.07	0.0	0.08	0.027	0.016	0.016
Cr	0.0	0.0	0.02	0.0	0.363 (?)	0.909 (?)	0.15 (?)
Fe	-	-	-	0.0	0.092	0.092	0.088
Co	1.34	0.556	0.03	0.08	0.0	0.036	0.018
Zn	0.058	0.0	0.0	0.013	0.0	0.0	0.0
Rb	0.554	0.957	1.25	0.55	0.58	1.023	0.940
Sr	3.1	5.35	3.21	5.43	8.17	5.81	5.87
Zr	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0
Ba	9.36	5.54	2.83	3.60	9.75	6.14	6.77
La	0.058	0.106	0.150	0.088	0.082	0.131	0.132
Ce	0.270	0.380	0.050	0.009	0.076	0.044	0.041
Nd	0.0	0.090	0.130	0.0	0.0	0.0	0.0
Sm	0.015	0.0	0.01	0.004	0.008	0.010	0.008
Eu	0.822	0.682	0.46	0.484	0.991	0.78	0.821
Tb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ho	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0
Yb	0.0	0.0	0.0	0.002	0.0	0.0	0.0
Lu	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Hf	0.017	0.0	0.10	0.011	0.0	0.0	0.0
Ta	0.0	0.0	0.0	0.0	0.008	0.009	0.0
Th	0.0	0.0	0.0	0.001	0.001	0.0	0.003
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

TAB. 5 b : PLAGIOKLAS

	1017 PLAG	1034 PLAG	1060 PLAG	1097 PLAG	1034 PLAG BR 2	1060 PLAG BR 2	1088 PLAG BR 2
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Sc	2.69	0.127	0.17	0.002	0.055	0.020	0.015
Cr	0.0	4.1 (?)	0.0	0.0	0.449	0.593	0.0
Fe	-	-	-	-	0.193	0.176	0.160
Co	12.5 (?)	1.15 (?)	0.56 (?)	0.021	0.022	0.0	0.0
Zn	0.0	0.0	0.21	0.0	0.002	0.062	0.092
Rb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.018	0.052	0.022
Sr	102.3	23	13.3	5.96	49.8	27.98	11.66
Zr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ba	6.56	7.35	1.93	0.69	7.33	1.892	1.725
La	0.200	0.222	0.279	0.330	0.251	0.343	0.315
Ce	0.042	0.135	0.168	0.160	0.129	0.212	0.159
Nd	0.0	0.108	0.115	0.100	0.121	0.168	0.055
Sm	0.213	0.087	0.091	0.040	0.130	0.125	0.080
Eu	4.65	2.2	1.11	0.58	2.178	1.109	0.991
Tb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.028	0.105	0.080
Ho	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	0.008	0.149 (?)	0.0
Yb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.003	0.007	0.009
Lu	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Hf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.008	0.005
Ta	0.0	0.0	0.0	0.0	0.017	0.025	0.0005
Th	0.0	0.0	0.0	0.0	0.001	0.008	0.0
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

	1034 HA	1060 HA	1088 HA	1034 HA BR 2	1060 HA BR 2	1088 HA PR 2
Na	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-
Sc	0.11	0.06	0.08	0.10	0.028	0.012
Cr	0.41	0.0	0.0	0.107	0.0	0.0
Fe	-	-	-	0.117	0.099	0.069
Co	0.55	0.20	0.28	0.0	0.0	0.049
Zn	0.0	0.0	0.0	0.063	0.323	0.221
Rb	0.04	0.10	0.06	0.029	0.055	0.046
Sr	6	1.83	2.57	7.87	2.062	2.013
Zr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ba	0.0	0.08	0.0	0.089	0.048	0.032
La	0.13	0.20	0.16	0.134	0.192	0.146
Ce	0.14	0.20	0.15	0.116	0.152	0.116
Nd	0.26	0.12	0.09	0.152	0.112	0.110
Sm	0.30	0.20	0.11	0.247	0.160	0.093
Eu	0.60	0.32	0.27	0.511	0.245	0.222
Tb	0.11	0.35	0.0	0.082	0.232	0.105
Ho	-	-	-	-	-	-
Tm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.319	0.0
Yb	0.02	0.05	0.03	0.016	0.050	0.023
Lu	0.0	0.0	0.0	0.016	0.032	0.014
Hf	0.01	0.04	0.0	0.005	0.025	0.003
Ta	0.0	0.0	0.0	0.014	0.025	0.008
Th	0.01	0.05	0.01	0.010	0.031	0.004
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.043	0.0

TAB. 5 d : AMPHIBOL UND MAGNETIT

	1017 AMPH	1034 AMPH	1060-5 AMPH	1088 AMPH	1099-2 AMPH	1017 MT	1060-5 MT	1088 MT
Sc	112.3	120.7	38.89	28.3	0.90	5.38	4.67	2.85
Cr	0.0	0.0	3.10	0.0	0.0	0.0	5.14	0.0
Co	36.32	46.62	17.59	13.5	0.92	43.0	38.02	33.4
Zn	1.22	1.92	3.20	3.30	0.0	7.59	15.34	15.56
Rb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sr	9.77	4	3	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Zr	0.37	0.0	1.77	0.49	0.46	0.0	0.0	0.0
Ba	1.54	5.58	1.19	0.86	0.39	0.0	0.0	0.0
La	0.678	0.666	0.82	0.74	0.99	0.071	0.34	0.27
Ce	1.05	1.36	1.56	2.06	1.41	0.072	0.44	0.31
Nd	2.53	3.56	3.15	3.07	3.20	0.17	0.64	0.53
Sm	4.80	7.29	6.06	4.33	2.12	0.20	0.98	0.61
Eu	9.39	8.98	4.71	3.26	2.35	0.0	0.59	0.50
Tb	3.366	3.54	9.74	7.04	2.33	0.0	3.26 (?)	0.0
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.92	1.14	2.00	1.39	1.54	0.0	0.0	0.26
Yb	0.88	1.50	0.33	2.10	2.06	0.0	0.35	0.42
Lu	1.09	1.08	2.13	1.77	2.83	0.0	0.39	0.31
Hf	0.54	0.58	1.09	0.89	1.19	0.032	0.13	0.11
Ta	0.85	1.25	1.17	1.06	1.19	0.164	0.90	0.50
Th	0.028	0.030	0.041	0.0	0.0	0.805	0.0	0.053
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.725	0.0	0.0

TAB. 5 e : KLINOPYROXEN

	1054 CLX	1060-5 CLPX	1088 CLPX	1099-2 MGDA CLPX	1099-2 CLPX GFSAMT	1017 CLPX GREEN BR 2	1017 CLPX BROWN BR 2	$\left(\frac{1099-2}{CLPX \text{ BROWN}} \right)$ BR 2
Na	-	-	-	-	-	0.103	0.074	0.0
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	151	52.7	43.7	6.62	6.41	71.14	334	73
Cr	-	-	-	-	-	3.25	30.50	4.98
Fe	-	-	-	-	-	6.76	6.03	0.0
Co	2.75	2.1	0.0	6.16	3.25	32.46	47.02	14.57
Zn	27.1	9.57	8.32	1.20	1.15	0.0	0.0	0.0
Rb	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0
Sr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.55	0.39	1.04
Ba	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
La	0.253	0.46	0.36	0.06	0.071	0.43	0.14	0.23
Ce	0.544	0.96	0.73	0.121	0.139	0.73	0.37	0.46
Nd	2.15	2.27	1.47	0.61	0.489	2.01	2.01	1.69
Sm	5.46	4.70	3.35	0.481	0.524	5.33	6.18	3.48
Eu	7.82	3.52	3.10	0.6	0.619	11.77	13.87	3.69
Tb	2.2	8.63	6.76	0.0	0.598	3.85	4.62	7.20
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.0	0.66	0.35	0.0	0.0	(0.79)	(0.49)	(0.43)
Yb	0.904	2.63	2.24	0.649	0.398	0.90	0.72	1.51
Lu	0.578	2.06	1.51	0.414	0.655	0.59	0.45	1.00
Hf	0.541	1.54	1.26	0.52	0.580	0.49	0.46	1.43
Ta	0.276	0.30	0.21	0.0	0.0	0.50	0.40	0.32
Th	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.022	0.01	0.04
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

*Cpx brown 1017 in Matrix 1088

TAB. 5 f : TITANIT, PHLOGOPIT UND APATIT

	1017 SPH	1034 SPH	1044 SPH	1060 SPH	1088 SPH	1088 PHLOG	1088-1 PHLOG BR 2	1088 AP
Na	-	-	-	-	-	-	0.115	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	8.15	6.07	2.2	3.0	2.7	26.8	23.20	0.0
Cr	0.0	6.18	3.9	9.9	0.0	43.4	28.32	0.0
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	7.89	2.46	3.2	1.3	1.9	130.9	42.23	6.03
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.846	0.0
Rb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	2.321	0.0
Sr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Zr	3.0	3.88	2.5	5.7	6.3	0.0	0.0	0.0
Ba	2.25	4.72	3.8	1.5	2.1	52.8	10.52	0.0
La	14.3	21.7	22.7	26.8	26.0	0.007	0.037	14.4
Ce	29.6	43.5	42.8	53.9	47.7	0.009	0.026	24.3
Nd	60.6	81.2	87.8	98.5	85.5	0.030	0.048	54.3
Sm	107.3	148.2	102.6	154.7	119.3	0.043	0.058	95.2
Eu	150.3	132.0	101.6	85.5	88.6	0.0	0.109	102
Tb	64.9	65.4	88.3	251.6	204.8	0.0	0.160	41.4
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	16.3	39.5	32.4	48.1	47.4	0.0	0.167	0.0
Yb	13.5	23.7	28.7	43.9	43.5	0.0	0.047	8.81
Lu	11.31	15.3	23.1	49.7	46.0	0.13	0.140	3.69
Hf	4.87	9.0	9.8	14.2	13.4	0.10	0.047	0.0
Ta	86.0	113.7	94.6	98.7	95.6	0.26	0.325	0.0
Th	1.74	3.4	4.7	8.3	8.0	0.08	0.0	1.2
U	0.58	0.70	2.2	2.1	2.1	0.198	0.0	0.0

Tab. 6 : Publiizierte Verteilungskoeffizienten (1-32) : basisch, intermediär, sauer, alkalisch im Vergleich zu Verteilungskoeffizienten von Einsprenglingsphasen im Laacher See Phonolith (L.S.P.).

S A N I D I N				T I T A N I T		
	sauer	alkalisch	L.S.P.	alkalisch	L.S.P.	
					INA	RFA
K	0.90-1.08 ⁽¹⁾	-	-	-	-	-
Rb	0.17-0.40 ^(2,22)	0.32 ⁽³⁾	0.55-1.02	-	0.0	0.004
Sr	2.50-26.0 ^(1,22)	2.30 ⁽³⁾	3.10-8.17	-	0.0	15 - 20
Ba	8.40-11.3 ^(1,22)	3.41 ⁽³⁾	3.60-9.36	-	1.5 - 4.72	0.3
Y	-	0.02 ⁽³⁾	0.0	-	-	29 - 43
Zr	-	0.003 ⁽³⁾	0.00-0.01	-	2.5 - 6.3	3.0
Nb	-	0.004 ⁽³⁾	0.0	-	-	-
Hf	-	0.009 ⁽³⁾	0.00-0.01	-	4.87-14.2	-
Th	-	0.007 ⁽³⁾	0.0-0.003	-	1.74- 8.3	-
U	-	0.017 ⁽³⁾	0.0	-	0.58- 2.2	-
Ti	- -	-	0.0	-	-	-
La	-	0.052 ⁽³⁾	0.038-0.132	10.8 ⁽²⁰⁾	14.3-26.8	-
Ce	0.044 ⁽⁴⁾	0.039 ⁽³⁾	0.009-0.044	16.2 ⁽²⁰⁾	29.6-53.9	-
Nd	0.025 ⁽⁴⁾	0.026 ⁽³⁾	0.090	-	60.6-98.5	-
Sm	0.018 ⁽⁴⁾	0.028 ⁽³⁾	0.004-0.015	30.3 ⁽²⁰⁾	102.6-154.7	-
Eu	1.130 ⁽⁴⁾	1.261 ⁽³⁾	0.484-0.991	31.9 ⁽²⁰⁾	85.5-150.3	-
Gd	0.011 ⁽⁴⁾	0.023 ⁽³⁾	-	30.5 ⁽²⁰⁾	-	-
Tb	-	0.020 ⁽³⁾	-	27.4 ⁽²⁰⁾	64.9-251.6	-
Yb	0.012 ⁽⁴⁾	0.028 ⁽³⁾	-	10.0 ⁽²⁰⁾	13.5-28.7	-
Lu	-	-	0.00-0.020	10.0 ⁽²⁰⁾	11.3-49.7	-
Ni	-	-	0.00	-	-	-
Co	-	-	(0.00-0.036)	-	1.9-7.89	-
Cr	-	-	(0.00-0.909)	-	0.6-9.90	-
V	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	(0.08-0.027)	-	2.2-8.15	-
Zn	-	-	0.00-0.013	-	0.0	0.15
Ta	-	-	0.00-0.008	-	86.0-113.7	-
P L A G I O K L A S						
	basisch	intermediär	sauer	alkalisch	L.S.P.	
K	-	-	-	0.066 ⁽³⁰⁾	0.018-0.022	
Rb	0.026-0.050 ^(31,32)	0.02 - 0.19 ^(5,9,10)	-	-	0.018-0.022	
Sr	1.350-2.8 ^(5,6,7,8,31,32)	1.30 - 4.40 ^(5,9,10)	5.0-31.4 ^(11,12,9)	4.62 ⁽³⁰⁾	11.66-49.80	
Ba	0.15 - 0.59 ^(5,6,7,8,31,32)	0.03 - 0.36 ^(5,9,10)	0.3-6.48 ^(9,11,12)	1.47 ⁽³⁰⁾	1.73 - 7.33	
Y	0.03 ⁽¹³⁾	0.06 ⁽¹³⁾	0.1 ⁽¹³⁾	-	0.0	
Zr	0.01 ⁽¹³⁾	0.03 ⁽¹³⁾	0.1 ⁽¹³⁾	-	0.0	
Nb	0.01 ⁽¹³⁾	0.025 ⁽¹³⁾	0.06 ⁽¹³⁾	-	0.0	
Hf	-	-	-	-	0.005-0.008	
Th	-	-	-	-	0.00 -0.008	
U	-	-	-	-	0.0	
Ti	0.03 - 0.04 ^(13,32)	0.05 ⁽¹³⁾	0.05 ⁽¹³⁾	-	0.0	
La	(0.10 ⁽³²⁾)	-	-	-	0.251-0.343	
Ce	0.023-0.113 ⁽⁴⁾	0.062-0.241 ⁽⁴⁾	0.347 ⁽¹⁰⁾	0.215 ⁽³⁰⁾	0.129-0.212	
Nd	0.023-0.069 ⁽⁴⁾	0.051-0.172 ⁽⁴⁾	0.237 ⁽¹⁰⁾	0.170 ⁽³⁰⁾	0.055-0.168	
Sm	0.024-0.035 ⁽⁴⁾	0.041-0.125 ⁽⁴⁾	0.153 ⁽¹⁰⁾	0.135 ⁽³⁰⁾	0.08 -0.130	
Eu	0.232-0.392 ⁽⁴⁾	0.194-2.110 ⁽⁴⁾	2.81 ⁽¹⁰⁾	1.10 ⁽³⁰⁾	0.991-2.178	
Gd	0.017-0.026 ⁽⁴⁾	0.034-0.090 ⁽⁴⁾	-	0.127 ⁽³⁰⁾	-	
Tb	(0.01 ⁽³²⁾)	-	-	-	0.028-0.105	
Yb	0.030-0.006 ⁽⁴⁾	0.024-0.077 ⁽⁴⁾	0.066 ⁽¹⁰⁾	0.062 ⁽³⁰⁾	0.003-0.009	
Lu	0.037 ⁽⁴⁾	0.027-0.062 ⁽⁴⁾	0.022 ⁽¹⁰⁾	-	0.0	
Ni	0.26 ⁽³²⁾	-	-	-	-	
Co	0.1 ⁽³²⁾	-	-	-	(0.00 - 0.022)	
Cr	0.04 ⁽³²⁾	-	-	-	(0.16 - 0.593)	
V	-	-	-	-	-	
Sc	0.03 ⁽³²⁾	-	-	-	0.015-0.055	
Zn	-	-	-	-	0.002-0.092	
Ta	-	-	-	-	0.0005-0.025	

A M P H I B O L

	basisch	intermediär	sauer	alkalisch	L.S.P.
K	-	0.33 (5)	-	-	-
Rb	0.2 (32)	0.008-0.05 (5,10)	-	-	0.0
Sr	0.1 (32)	0.022-0.26 (5,9,10)	-	-	1-9.8
Ba	0.5 (32)	0.044-0.10 (6,9,10)	-	0.0316 (30)	0.86-5.66
Y	1.0 (13)	2.5 (13)	6.0 (13)	-	-
Zr	0.5 (13)	1.4 (13)	4.0 (13)	-	0.49-1.77
Nb	0.8 (13)	1.3 (13)	4.0 (13)	-	-
Hf	-	-	-	-	0.54-1.09
Th	-	-	-	-	0.03-0.04
U	-	-	-	-	0.0
La	0.2 (32)	-	-	1.44 (30)	0.67-0.82
Ce	-	0.094 (4)	0.43-1.77 (10)	1.98 (30)	1.05-2.06
Nd	-	0.189 (4)	1.03-4.49 (10)	3.21 (30)	2.53-3.56
Sm	-	0.336 (4)	1.61-8.00 (10)	3.85 (30)	4.33-7.29
Eu	1.1 (32)	0.358 (4)	1.39-4.53 (10)	2.70 (30)	3.26-9.39
Tb	-	-	-	-	3.37-9.74
Yb	1.0 (32)	0.462 (4)	1.89-7.45 (10)	2.02 (30)	0.33-2.10
Lu	-	0.436 (4)	1.75-6.3 (10)	1.99 (30)	1.08-2.13
Ni	32 (32)	-	-	-	-
Co	38 (32)	-	-	-	13.5-46.6
Cr	6 (32)	-	-	-	3.10
Sc	2.1 (32)	-	-	-	28.3-112.3
Zn	-	-	-	-	1.22-3.3
Ta	-	-	-	-	0.85-1.25

C P X

	basisch	intermediär	sauer	alkalisch	L.S.P.
K	0.0013-0.05 (15,31)	0.01-0.03 (17)	-	-	0.0
Rb	0.001 -0.06 (15,16,31,32)	0.01-0.04 (5)	-	0.015-0.017 (3)	0.0 - 0.02
Sr	0.04 - 0.1 (15,16,31,32)	0.06-0.09 (5)	-	0.25 (3)	0.0
Ba	0.0006-0.05 (15,16,31,32)	0.01-0.15 (5)	-	0.09 -0.024 (3)	0.0
Y	0.5 (13)	1.5 (13)	4.0 (13)	1.12 - 0.66 (3)	0.0
Zr	0.05 - 0.22 (13,18)	0.25 (13)	0.60 (13)	0.38 - 0.235 (3)	0.0 - 0.55
Nb	0.01 - 0.03 (18)	0.30 (13)	0.80 (13)	0.025-0.029 (3)	-
Hf	0.1 (13)	-	-	0.589-0.395 (3)	0.46-1.54
Th	0.003 - 0.12 (14)	0.01-0.05 (14)	-	0.038-0.019 (3)	0.01-0.04
U	0.004 -0.017 (14)	0.03-0.08 (14)	-	0.018-0.019 (3)	0.0
Ti	0.3 (13) 1.3 (32)	0.14 (13)	0.70 (13)	-	-
La	0.07 (32)	-	-	0.296-0.423 (3)	0.14-0.46
Ce	0.077 (4)	0.043-0.508 (4,30)	0.362 (10)	0.458-0.578 (3)	0.37-0.96
Nd	0.174 (4)	0.065-0.645 (4,30)	0.940 (10)	0.769-1.31 (3)	1.47-2.27
Sm	0.260 (4)	0.09 -0.954 (4,30)	1.52 (10)	0.870-1.38 (3)	3.35-6.18
Eu	0.273 (4) -0.3 (32)	0.091-0.881 (4,30)	1.11 (10)	0.702-1.20 (3)	3.10-13.87
Gd	0.325 (4)	0.095-1.35 (4,30)	-	0.778-1.24 (3)	-
Tb	0.3 (32)	-	-	0.758-1.33 (3)	2.20-8.63
Yb	0.294 (4)	0.092-1.30 (4,30)	2.01 (10)	0.831-1.03 (3)	0.72-2.63
Lu	-	0.071-0.57 (4,30)	1.81 (10)	-	0.45-2.06
Ni	4.0 (32)	3.5 - 8.0 (9,12)	-	-	-
Co	1.5 (32)	2 - 8 (9,12)	-	-	8.32-47.02
Cr	15.0 (32)	10 - 70 (9,12)	-	-	2.1 -30.5
V	-	0.9 - 1.8 (9,12)	-	-	-
Sc	3.1 (32)	2.5 - 17 (9,12)	-	-	43.7- 334
Zn	-	-	-	-	0.0
Ta	-	-	-	-	0.21-0.50

A P A T I T

H A U Y N

M A G N E T I T

	intermediär	sauer	alkalisch	L.S.P.	L.S.P.	basisch	sauer	alkalisch	L.S.P.
K	0.0 (30)	-	0.0 (30)	-	0.046-0.29	-	-	-	-
Rb	0.0 (30)	0.0 (32)	5.0 (30)	0.0	0.046-0.29	-	-	-	0.0
Sr	1.0 (30)	2.0 (32)	0.0 (30)	0.0	2.01 -7.87	-	-	-	0.0
Ba	0.0 (30)	0.01 (32)	-	0.0	0.032-0.089	-	-	-	0.0
Y	- (30)	- 10 (13)	-	-	-	0.2 (13)	2.0 (13)	-	-
Zr	-	0.1 (13)	-	0.0	0.0	0.1 (13)	0.8 (13)	-	0.0
Nb	-	0.1 (13)	-	-	-	0.4 (13)	2.5 (13)	-	-
Hf	-	-	-	0.0	0.003-0.025	-	-	-	0.032-0.13
Th	-	-	-	1.2	0.004-0.031	-	-	-	0.05 -0.8
U	-	-	-	0.0	0.0 -0.043	-	-	-	0.0
Ti	-	0.1 (13)	-	-	-	7.5 (13)	12.5 (13)	-	-
La	1.0 (30)	8.6 (31)	5-10 (30)	14.4	0.134-0.192	-	-	0.63 (20)	0.071-0.34
Ce	1.1 (30)	18-53 (21)	6-12 (30)	24.3	0.116-0.152	-	-	0.90 (20)	0.072-0.44
Nd	1.4 (30)	28-81 (21)	7-16 (30)	54.3	0.110-0.152	-	-	-	0.17 -0.64
Sm	1.6 (30)	30-90 (21)	8-20 (30)	96.2	0.093-0.247	-	-	1.80 (20)	0.20 -0.98
Eu	1.1 (30)	9.6-50 (21,32)	6-16 (30)	102	0.222-0.511	-	-	1.70 (20)	0.50 -0.59
Gd	1.6 (30)	-	8-20 (30)	-	-	-	-	1.20 (20)	-
Tb	-	15.4 (32)	-	41.4	0.082-0.232	-	-	1.30 (20)	(3.26 ?)
Yb	0.9 (30)	13-37 (21)	6-8 (30)	8.81	0.016-0.050	-	-	0.75 (20)	0.35 -0.42
Lu	0.9 (30)	11-30 (21)	4-6 (30)	3.69	0.014-0.032	-	-	0.94 (20)	0.31 -0.39
Ni	-	0.0 (32)	-	-	-	-	4 - 19 (12,17)	-	-
Co	-	0.001 (32)	-	6.03	0.0 -0.049	-	6 - 11 (12,17)	-	33.4 - 43.0
Cr	-	-	-	0.0	0.0 -0.107	20-25 (23)	1 - 58 (12,17)	-	5.14
V	-	-	-	-	-	5 - 17 (23)	24 - 63 (12,17,24)	-	-
Sc	-	0.22 (32)	-	0.0	0.012-0.10	3 - 6 (23)	1 - 3 (12)	-	2.85 -5.38
Zn	-	-	-	0.0	0.063-0.323	-	-	-	7.59-15.56
Ta	-	-	-	0.0	0.008-0.025	-	-	-	0.164-0.90

B I O T I T

N E P H E L I N

Z I R K O N

O L I V I N

	basisch	intermediär	sauer	alkalisch	L.S.P.	alkalisch	sauer	basisch
K	-	-	-	-	-	-	-	0.00018 (31)
Rb	-	3.3 (25)	-	-	2.321	0.44 (3)	-	0.00018 (31)
Sr	-	0.12 (25)	-	-	0.0	0.24 (3)	-	0.00019 (31)
Ba	-	6.4 (25)	-	-	10.52	0.09 (3)	-	0.00011 (31)
Y	0.03 (13)	-	-	-	-	0.01 (3)	1 (29)	0.01 (13)
Zr	0.0 (13)	-	-	-	0.0	0.05 (3)	1 (29)	0.01 (13)
Nb	1.0 (13)	-	-	-	-	0.011 (3)	- (29)	0.01 (13)
Hf	-	-	-	-	0.047	0.008 (3)	1 (29)	-
Th	-	-	-	-	0.0	0.014 (3)	1 (29)	-
U	-	-	-	-	0.0	0.012 (3)	1 (29)	0.02 (13)
Ti	0.9 (13)	-	-	-	-	-	-	0.30 (13)
La	-	-	-	0.06 (20)	0.037	0.010-0.12 (3,20)	- (19)	-
Ce	-	0.037 (4)	0.234 (4)	0.09 (20)	0.026	0.011-0.14 (3,20)	42.3-62.3 (19)	0.09 (4,32)
Nd	-	0.044 (4)	0.339 (4)	0.12 (20)	0.048	0.013 (3)	15 -27.6 (19)	0.01 (4)
Sm	-	0.058 (4)	0.392 (4)	0.10 (20)	0.058	0.012-0.22 (3,20)	2.26-6.50 (19)	0.011 (4)
Eu	-	0.145 (4)	0.501 (4)	0.15 (20)	0.109	0.043-0.26 (3,20)	0.41-4.03 (19)	0.10 (4,32)
Gd	-	0.082 (4)	0.353 (4)	0.21 (20)	-	0.013-0.30 (3,20)	3.37-5.35 (19)	0.12 (4)
Tb	-	-	-	0.58 (20)	0.160	0.014-0.33 (3,20)	- (19)	-
Yb	-	0.179 (4)	0.165 (4)	0.60 (20)	0.047	0.010-0.33 (3,20)	2.0 -4.27 (19)	0.23 (4)
Lu	-	-	0.208 (4)	-	0.140	0.34 (20)	0.37-0.74 (19)	-
Ni	-	13 (15)	-	-	-	-	-	10 - 30 (26,27,28)
Co	-	25 (15)	-	-	42	-	-	3.8 (32)
Cr	-	17 (15)	-	-	28	-	-	1.8 (32)
V	-	50 (15)	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	23	-	-	0.35 (32)
Zn	-	-	-	-	0.235	-	-	-
Ta	-	-	-	-	1.846	-	1 (29)	-

- (1) LONG (1978)
- (2) NOBLE & HEDGE (1970)
- (3) LARSEN (1979)
- (4) SCHNETZLER & PHILPOTTS (1970)
- (5) PHILPOTTS & SCHNETZLER (1970)
- (6) GRIFFIN & MURTHY (1969)
- (7) HIGUCHI & NAGASAWA (1969)
- (8) SUN et al (1974)
- (9) EWART & TAYLOR (1969)
- (10) NAGASAWA & SCHNETZLER (1971)
- (11) BERLIN & HENDERSON (1969)
- (12) EWART et al (1973)
- (13) PEARCE & NORRY (1970), recommended values
- (14) NAGASAWA & WAKITA (1968)
- (15) ANDRIAMBOLOLONA et al (1975)
- (16) SHIMIZU (1974)
- (17) DUNCAN & TAYLOR (1969)
- (18) MCCALLUM & CHARETTE (1978)
- (20) CULLERS & MEDARIS (1977)
- (21) NAGASAWA (1970)
- (22) PIERI & QUARENI (1978)
- (23) LEEMAN et al (1978)
- (24) IWASAKI et al (1962)
- (25) ARTH (1976)
- (26) HAKLI & WRIGHT (1967)
- (27) HART & DAVIS (1978)
- (28) LEEMAN & LINDSTROM (1978)
- (29) Estimated from SPEER (1980)
- (30) SUN & HANSON (1976)
- (31) HART & BROOKS (1974)
- (32) ALLEGRE et al (1977)

TAB. 9 : BERECHNETE VISKOSITÄTEN (LOG POISE)

PROBE	T	H ₂ O=0	3	4 Gew %		PROBE	T	H ₂ O=0	3 Gew %	
1002	800	7,11	4,95	4,41	XF=0 XV=0	1024	800	7,35	5,12	XF=0 XV=0
	850	6,58	4,55	4,02	XF=0 XV=0		850	6,81	4,70	XF=0 XV=0
	900	6,10	4,17	4,68	XF=0 XV=0		900	6,32	4,32	XF=0 XV=0
	850	6,66	4,63	4,10	XF=0,05 XV=0		850	6,97	4,86	XF=0,10 XV=0
	850	9,63	7,60	7,17	XF=0,05 XV=0,65		850	9,86	7,75	XF=0,10 XV=0,60
1017	800	7,34	5,11	4,55	XF=0 XV=0	1034	800	7,66	5,32	XF=0 XV=0
	850	6,80	4,69	4,10	XF=0 XV=0		850	7,10	4,86	XF=0 XV=0
	900	6,31	4,31	3,80	XF=0 XV=0		900	6,60	4,49	XF=0 XV=0
	850	6,88	4,77	4,24	XF=0,05 XV=0,0		850	7,26	5,04	XF=0,1 XV=0
	850	9,85	7,74	7,21	XF=0,05 XV=0,65		850	10,15	7,91	XF=0,1 XV=0,6
1044	800	7,60	5,31		XF=0 XV=0	1055	800	7,60	5,30	XF=0 XV=0
	850	7,10	4,88		XF=0 XV=0		850	7,10	4,87	XF=0 XV=0
	900	6,6	4,49		XF=0 XV=0		900	6,60	4,48	XF=0 XV=0
	850	7,35	5,13		XF=0,15 XV=0		850	7,44	5,21	XF=0,20 XV=0
	850	8,90	7,16		XF=0,15 XV=0,50		850	9,38	7,15	XF=0,20 XV=0,45
1050	800	7,64	5,29		XF=0 XV=0	1060-5	800	7,48	5,18	XF=0 XV=0
	850	7,08	4,86		XF=0 XV=0		850	6,93	4,76	XF=0 XV=0
	900	6,58	4,47		XF=0 XV=0		900	6,44	4,38	XF=0 XV=0
	850	7,33	5,11		XF=0,15 XV=0		850	7,49	5,32	XF=0,30 XV=0
	850	9,36	7,14		XF=0,15 XV=0,50		850	10,08	7,93	XF=0,30 XV=0,40

PROBE	T °C	H ₂ O=0	3 Gew %		PROBE	T °C	H ₂ O=0	3 Gew %	
1069	800	7.35	5.10	XF=0 XV=0	1089-1	800	7.14	4.97	XF=0 XV=0
	850	6.81	4.68	XF=0 XV=0		850	6.62	4.58	XF=0 XV=0
	900	6.32	4.30	XF=0 XV=0		900	6.14	4.18	XF=0 XV=0
	850	7.65	5.52	XF=0.40 XV=0		850	7.84	5.80	XF=0.50 XV=0
	850	9.96	7.83	XF=0.40 XV=0.30		850	8.42	6.38	XF=0.50 XV=0.10
1088	800	7.40	5.14	XF=0 XV=0					
	850	6.86	4.72	XF=0 XV=0					
	900	6.34	4.33	XF=0 XV=0					
	850	7.70	5.56	XF=0.40 XV=0					
	850	10.01	7.87	XF=0.40 XV=0.30					

VISKOSITÄT MISCHLAVEN

PROBE	T °C	H ₂ O=0	3 Gew %		PROBE	T °C	H ₂ O=0	3 Gew %	
1099-1	800	6.95	4.85	XF=0 XV=0	1097-2	800	5.91	4.13	XF=0 XV=0
	850	6.43	4.44	XF=0 XV=0		850	5.45	3.76	XF=0 XV=0
	900	5.96	4.06	XF=0 XV=0		900	5.03	3.43	XF=0 XV=0
	850	7.59	5.66	XF=0.5 XV=0		850	6.67	4.98	XF=0.5 XV=0
1099-2	800	6.23	4.34	XF=0 XV=0	1101-3	800	5.17	4.45	XF=0 XV=0
	850	5.75	3.96	XF=0 XV=0		850	4.75	4.11	XF=0 XV=0
	900	5.29	3.62	XF=0 XV=0		900	4.36	3.84	XF=0 XV=0
	850	6.97	5.18	XF=0.5 XV=0		850	5.97	4.49	XF=0.5 XV=0

VISKOSITÄT BASANIT-TEPHRIT

PROBE	T °C	H ₂ O=0	0.5 Gew %	
189	1100	2.84	2.63	XF=0 XV=0
		3.09	2.88	XF=0.15 XV=0
392	1100	2.01	1.85	XF=0 XV=0
		2.26	2.10	XF=0.15 XV=0

TAB. 10 : N F T Z W I R K P A R A M F I T E R

	R H ₂ O Gew %		% OX	NBO/T
	0	1		
1002	0.4838	0.475	75.53	0.226
1017	0.4857		75.39	0.221
1024	0.48550		75.47	0.222
1034	0.48513		75.75	0.210
1044	0.4816		75.55	0.217
1050	0.47986		75.20	0.230
1055	0.47992		75.14	0.235
1060	0.4743		73.74	0.265
1069	0.4715		73.42	0.275
1088	0.4722		73.3	0.283
1089-1	0.4669		72.5	0.301
TEPH 189	0.41375		64.16	0.399
BAS FOK 392	0.3717		57.78	0.754

Tab. 12 : fractionation calculations basanites - OLP

name	parent	derivate	Na ₂ O	sp	ol ₈₅	phlog	mt	amph	cpx	%	ΣΔox
BO1	294Wan	1089-2	+62	1.18	2.98	3.94	3.77	24.29	30.53	32.69	.48
BO1a	294Wan	1089-2	+63	1.18	2.58	4.47	3.34	26.00	29.83	31.96	.21
BO2	294Wan	1075	+56	1.25	2.63	4.61	3.96	24.56	31.32	31.10	.52
BO2a	294Wan	1075	n.i.	1.27	2.69	3.91	3.92	27.03	30.16	31.03	1.27
BO3	294Wan	1089-1	+71	1.20	2.62	5.51	3.90	21.74	32.11	32.20	.54
BO4	392Fok	1089-1	+24	1.22	3.16		3.89	34.32	27.63	29.54	.54
BO6	392Fok	1089-2	+17	1.20	3.18		3.83	34.28	27.56	29.78	.53
BO8	392Fok	1075	n.i.	1.24	2.98		3.97	35.79	27.61	28.39	.66

RESIDUALS (wt. %)

Input data			RESULTS (wt %)																
	294 Wan	1075									mtBO1a	BO1	BO1a	BO2	BO2a	BO3	BO4	BO6	BO8
SiO ₂	44.91	58.93		39.57	38.22	.09	39.77	44.32			-.03	-.02	-.03	-.20	-.03	-.01	.01	-.03	
Al ₂ O ₃	13.15	19.16			16.59	4.99	14.48	8.31	2.61		.06	.02	.07	-.06	.07	.10	.12	.09	
FeO	10.38	3.54		14.47	10.06	71.64	11.32	8.81	79.23		.05	.01	.06	-.02	.06	.08	.08	.06	
MgO	9.61	.84		45.50	18.61	2.36	12.90	12.84	1.73		.01	.00	.01	-.05	.01	.01	.02	.00	
CaO	11.94	3.59	56.84	.25	.04	.18	12.38	22.41	.09		.03	.01	.03	-.02	.03	.03	.02	.02	
Na ₂ O	3.03	5.53	100.		.81		2.11	.63			.00	-.01	.00	.53	.00	.03	.05	.14	
K ₂ O	3.34	7.17			10.00		2.37				.06	.02	.06	.08	.07	.01	-.07	-.04	
TiO ₂	2.38	.90			5.67	19.95	4.48	2.01	15.94		-.21	-.08	-.23	-.27	-.24	-.25	-.24	-.26	
P ₂ O ₅	.61	.22	43.16								.00	.00	.00	.01	.00	.00	.00	.00	
MnO	.20	.12		.20		.79	.19	.16	.39		.03	.04	.03	.03	.03	.02	.02	.02	

TAB. 13 a : SPURENELEMENTMODELLRECHNUNG BASANIT → OLP-PHONOLITH (A)

204 NISA

	K _{CPX}	K _{AMPH}	K _{MT}	K _{PHLOG}	K _{OL}	K _{AP}	K _{BULK}	$\left(\frac{C_i}{C_o}\right)_{CALC}$	$\left(\frac{C_i}{C_o}\right)_{OBS}$	C BAS (ppm)
La	0.07	(0.05)	0.07	0.037	0.09	1.	0.99	2.96	2.03	49.2
Ce	0.077	0.094	0.07	0.037	0.01	1.1	0.099	2.96	1.82	104
Nd	0.174	0.189	0.17	0.044	0.011	1.4	0.19	2.65	1.06	46.3
Sm	0.26	0.336	0.02	0.058	0.010	1.6	0.283	2.37	1.11	7.68
Eu	0.273	0.358	0.50	0.145	0.12	1.1	0.326	2.25	1.02	2.36
Tb	0.30	0.480	0.40	(0.16)	(0.10)	1.0	0.381	2.11	1.02	0.90
Yb	0.294	0.462	0.35	0.179	0.23	0.9	0.372	2.13	1.55	1.75
Lu	(0.29)	0.430	0.31	0.14	(0.2)	0.9	0.354	2.18	1.43	0.28
Sc	3.1	2.1	4	23	0.35	0.0	3.746	0.037	0.08	33.60
Cr	15	6	23	17	1.80	0.0	10.902	1×10 ⁻⁵	0.02	262
Co	1.5	22	8	25	3.80	0.01	12.13	1×10 ⁻⁶	0.09	49.5
Ni	4	12	11.5	13	15	0.0	8.79	8×10 ⁻⁵	0.03	149
Zn	0.0	2.26	11.58	1.85	0.0	0.0	1.78	0.392	0.59	70
Rb	0.03	0.20	0.0	3.3	0.0002	0.0	0.296	2.34	2.19	63
Sr	0.08	0.30	0.0	0.12	0.0002	1	0.187	2.66	1.50	722
Y	0.50	1.0	0.20	0.03	0.01	10	0.839	1.21	1.04	26
Zr	0.10	0.8	0.10	0.0	0.01	0.1	0.391	2.08	1.36	235
Nb	0.02	-	0.40	1	0.01	0.1	0.391	2.08	1.77	64
Ba	0.05	0.82	0.0	6.4	0.0001	0.01	0.756	1.34	1.94	(770-879)
Hf	1.01	0.0	0.08	0.047	0.0	0.0	0.402	2.06	0.92	5.97
Ta	0.35	1.05	0.53	0.325	0.0	0.0	0.639	1.54	2.02	4.60
Th	0.06	0.035	0.43	0.0	0.0	1.2	0.088	3.00	1.78	5.70
U	0.011	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.005	3.31	1.36	1.51

K-Werte : Durchschnittswerte für basische Gesteine
(s.Tab. 6) und Mittelwert Laacher Phonolith
(z.B. Hf, Ta etc)

1088 OLP	DIFFERENZ		
C _{PHON OBS} (ppm)	C _{PHON CALC} (ppm)	Δ (ppm)	%
La	99.9	145.6	45.7 46
Ce	189	307.8	118.8 63
Nd	49	122.7	73.7 50
Sm	8.55	18.2	9.65 113
Eu	2.41	5.3	2.90 120
Tb	0.92	1.90	0.98 106
Yb	2.72	3.73	1.01 37
Lu	0.40	0.61	0.21 52.6
Sc	2.61	1.24	1.37 52
Cr	6.52	0.03	6.5 100
Co	4.55	0.0	4.55 100
Ni	5.0	0.01	4.99 100
Zn	41	27.4	13.56 33
Rb	138	147.4	9.42 6.8
Sr	1085	1920.5	835.5 77
Y	27	31.46	4.46 16.5
Zr	320	488.8	168.8 53
Nb	113	133.1	20.1 18
Ba	1610	1112.2	497.8 31
Hf	5.48	12.30	6.82 124.42
Ta	9.31	7.08	2.23 23.91
Th	10.15	17.10	6.95 68.47
U	2.06	5.0	2.94 142.6

TAB. 13 b : SPURENELEMENTMODELLRECHNUNG BASANIT → OLP-PHONOLITH (B)

204 NISA

	K_{CPX}	K_{AMPH}	K_{MT}	K_{PHLOG}	K_{OL}	K_{AP}	K_{BULK}	$\left(\frac{C_i}{C_o}\right)_{\text{CALC}}$	$\left(\frac{C_i}{C_o}\right)_{\text{OBS}}$	C BAS (ppm)
La	0.14	1.44	0.07	0.037	-	1.0	0.704	1.43	2.01	49.2
Ce	0.36	1.98	0.07	0.037	0.09	1.1	1.044	0.95	1.82	104
Nd	0.69	3.21	0.17	0.044	0.01	1.4	1.69	0.44	1.06	46.3
Sm	0.98	3.85	0.20	0.058	0.011	1.60	2.086	0.27	1.11	7.68
Eu	0.85	2.70	0.50	0.145	0.10	1.10	1.557	0.51	1.02	2.36
Tb	1.0	3.3	-	0.16	0.01	(0.9)	1.861	0.35	1.02	0.90
Yb	1.05	2.02	0.35	0.179	0.23	0.9	1.337	0.67	1.55	1.75
Lu	1.12	1.99	0.31	0.14	-	0.9	1.346	0.60	1.43	0.28
Sc	7.2	12.5	1.5	23.2	0.35	0.0	9.68	0.0003	0.08	33.60
Cr	30	6	25	23.2	1.8	0.0	17.24	0.0	0.02	262
Co	6	13	9	25	3.8	0.001	10.12	0.00002	0.09	49.5
Ni	6	8	12	13	20	0.0	0.08	0.002	0.03	149
Zn	0.0	1.2	7.6	1.85	0.0	0.0	1.08	0.908	0.59	70
Rb	0.015	0.33	0.0	3.3	0.0002	0.0	0.346	2.199	2.19	63
Sr	0.07	0.05	0.0	0.12	0.0002	1.0	0.076	3.042	1.50	722
Y	1.50	2.50	0.50	0.03	0.01	10	1.98	0.34	104	26
Zr	0.25	1.4	0.20	0.0	0.01	0.10	0.703	2.611	1.36	235
Nb	0.30	1.3	1.0	1.0	0.01	0.10	0.80	1.272	1.77	64
Ba	0.05	0.70	0.0	6.4	0.0001	0.01	0.30	2.32	1.94	(770-879)
Hf	0.46	0.54	0.32	0.047	0.0	0.0	0.42	2.01	0.92	5.97
Ta	0.21	0.85	0.164	0.325	0.0	0.0	0.477	1.877	2.02	4.60
Th	0.05	0.03	0.05	0.0	0.0	1.20	0.059	3.105	1.78	5.70
U	0.01	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.005	3.313	1.36	1.51

K-Werte: nach SUN & HANSON (1976), zusätzlich:

Mittelwert von K-Werten intermediärer Gesteine
(Tab. 6), niedrigste K-Werte Laacher Phonolith

	1088 OLP	DIFFERENZ	
	$C_{\text{PHON OBS}}$ (ppm)	$C_{\text{PHON CALC}}$ (ppm)	Δ (ppm) %
La	99.9	70.93	28.97 29.0
Ce	189	98.8	90.20 47.72
Nd	49	20.37	28.63 58.42
Sm	8.55	2.07	6.48 75.75
Eu	2.41	1.20	1.21 50.0
Tb	0.92	0.32	0.61 65.76
Yb	2.72	1.17	1.55 56.89
Lu	0.40	0.17	0.23 58.0
Sc	2.61	0.01	2.60 99.61
Cr	6.52	0.0	6.52 100
Co	4.55	0.01	4.54 99.8
Ni	5.0	0.30	4.70 94.04
Zn	41	3.56	22.56 55.02
Rb	138	138.47	0.47 0.34
Sr	1085	2196	1111 102.4
Y	27	8.84	18.2 67.3
Zr	320	613.6	293.6 97.8
Nb	113	81.41	31.59 27.96
Ba	1610	1925.6	315.6 19.60
Hf	5.48	12.0	6.52 119
Ta	9.31	8.63	0.68 7.26
Th	10.15	17.70	7.55 74.87
U	2.06	5.0	2.94 142.85

Tab. 14 : Fractionation calculations OLP

name	parent	derivate	Na ₂ O	ab	an	or	plag	san	ha	ap	mt	amph	sph	Ti-cpx	Na-cpx	Σ	ΣΔox
OF5	1075	1060		7.30	1.25	8.68			.04	.08	.87	.59	.03	1.25	.22	79.62	.01
OF6	1075	1060		5.61	.73	6.42				.04	.78	.01		1.52		84.87	.06
OF18	1089-2	1060	-.34				.25	7.67	.63	.28	1.13	1.44	.22	2.55		86.16	.09
OF19	1089-2						3.82	16.44	.04	.38	1.57	2.02	.27	2.12		72.61	.12
INPUT DATA (OF5,OF6)																	
RESIDUALS																	
SiO ₂	58.90	58.70		68.68	43.52	64.54			35.64		.09	39.70	30.51	47.60	49.02	.00	.04 .02 .02
Al ₂ O ₃	19.16	19.36		19.42	36.37	18.57			29.37		4.99	13.10	2.01	8.11	4.41	.00	.01 .01 .00
FeO	3.53	3.38				.14			.26		71.64	17.44	2.61	5.78	14.54	.00	.01 .00 -.02
MgO	.84	.72									2.36	9.57		13.62	8.02	.00	.00 -.01 .01
CaO	3.59	3.60			19.86	.17			9.63	56.84	.18	4.42	29.35	22.25	20.55	.00	.00 .01 .02
Na ₂ O	5.53	5.77	100.	11.65		.49			16.80			2.32		.58	1.35	.01	-.06 .03 -.01
K ₂ O	7.17	7.21		.25	.25	16.09			.95			2.17				.00	.00 .00 .01
TiO ₂	.90	.84									19.95	3.12	35.52	1.99	.70	.00	.00 .00 -.01
P ₂ O ₅	.22	.23								43.16						.00	.00 -.01 -.02
MnO	.12	.13									.79	.96		.07	1.40	.00	.00 -.01 .00

Tab.15 : Fractionation calculations OLP - MLP

name	parent	derivate	ab	an	or	plag	san	ha	ap	mt	amph	sph	Ti-cpx	Na-cpx	Σ	ΣΔox
F55	1060	1050				5.61	33.66	3.20	.39	1.59		.48	.77	4.42	50.89	.28
F56	1060	1050				6.09	32.87	2.74	.38	1.28	1.79	.59		4.22	50.03	.36
F59	1060	1050	4.22	3.13	10.07			.03	.31	.89		.45	.80	3.13	76.97	.06
F59a	1060	1050	7.83	3.53	14.33			.85	.34	.98	1.27	.50	.08	3.41	66.88	.11
INPUT DATA																
RESIDUALS																
SiO ₂	58.72	59.63	68.68	43.52	64.54	57.75	65.16	35.64		.09	39.70	30.51	47.60	49.02	.04	.02 .01 .01
Al ₂ O ₃	19.37	19.84	19.42	36.37	18.57	25.66	20.04	28.87		4.99	13.10	2.01	8.11	4.41	.02	.00 .00 .00
FeO	3.38	2.87			.14	.29	.15	.26		71.64	17.44	2.61	5.78	14.54	.01	.01 .00 .00
MgO	.72	.44								2.36	9.57		13.62	8.02	.00	-.04 .00 .00
CaO	3.61	2.38		19.86	.17	7.84	.58	9.63	56.84	.18	4.42	29.35	22.25	20.55	.01	.02 .01 .00
Na ₂ O	5.77	6.72	11.65		.49	6.97	3.66	16.80			2.32		.58	1.35	.16	.22 .01 .07
K ₂ O	7.21	7.23	.25	.25	16.09	1.49	10.41	.95			2.17				.02	.02 .00 .00
TiO ₂	.84	.61								19.95	3.12	35.52	1.99	.70	.00	-.01 .00 .00
P ₂ O ₅	.13	.12							43.16						-.01	.00 .00 .00
MnO	.13	.14								.79	.95		.07	1.40	-.01	-.01 -.03 .03

Tab. 16 : Fractionation calculations MLP

name	parent	derivate	Na ₂ O	ab	an	or	ha	ap	mt	amph	sph	Ti-cpx	Na-cpx	%	ΣΔox
F27	1050	1044	-.02	5.33	2.15	10.83	.12	.52	.87	.29			.86	79.06	.19
F28	1050	1044	-.18	3.00	1.51	8.41	.10	.30	.87	.35			.87	84.77	.27
F28mod	1050	1044	n.i.	4.29	1.89	9.88	.11	.54	.73	.26			.97	81.32	.42
F20	1044	1034	-.17	8.25	1.16	11.37	.12	.98	1.31	.03	1.41			75.52	.01
F21	1044	1034	-.34	6.08	.72	9.48	.12	1.13			1.61	.61		80.60	.02
F20mod	1044	1034	n.i.	9.23	1.47	12.27	.11	1.01	1.73		.21	.91		73.06	.18
F20mod1	1044	1034	n.i.	8.16	1.20	11.32	.11	.92	1.70		.15	1.10		75.36	.34
F11a	1034	1026	n.i.	7.46	.97	10.24	.06	.30	.87	.09			.71	79.29	.19
F12	1034	1026	n.i.	7.61	.90	10.28	.11	.25	1.16	.09			.49	79.10	.21
F11mod	1034	1026	n.i.	7.64	1.11	10.59	.07	.42	.86	.10			.55	78.55	.32

RESIDUALS											INPUT DATA (phenocryst data see Tab. 14)			
	F27	F28	F28mod	F20	F21	F20mod	F20mod ₁	F11a	F12	F11mod	1050	1044	1034	1026
SiO ₂	.02	.03	.10	.00	.00	.09	.09	.00	.01	.03	59.60	59.65	59.54	58.87
Al ₂ O ₃	.00	.00	.02	.00	.00	.03	.03	-.01	.00	-.04	19.83	20.02	20.61	21.13
FeO	.02	.03	.02	.00	.00	.01	.01	.01	.01	.03	2.87	2.69	2.09	1.94
MgO	-.05	-.07	-.09	.00	.00	.00	.00	-.04	-.04	-.06	.44	.45	.19	.13
CaO	.03	.04	.03	.00	.00	.01	.01	.02	.03	.08	2.38	1.88	1.45	1.16
Na ₂ O	.01	.02	-.05	.00	.00	-.16	-.16	.04	.03	.08	6.71	7.61	8.91	9.99
K ₂ O	.01	.02	.01	.00	.00	.01	.01	.02	.02	.00	7.23	6.88	6.63	6.20
TiO ₂	-.01	-.01	.01	.00	-.01	.01	.01	-.01	-.01	-.05	.61	.48	.28	.22
P ₂ O ₅	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.01	.00	-.02	.00	.12	.09	.05	.03
MnO	-.04	-.05	-.03	-.01	-.01	-.01	-.01	-.04	-.04	-.02	.14	.19	.22	.28

Tab. 17 : Fractionation calculations MLP - ULP, and ULP

name	parent	derivate	Na ₂ O	ab	an	or	ha	ap	mt	amph	sph	Ti-cpx	Na-cpx	%	ΣΔox
F5	1026	1017		6.33	1.32	8.72			.27	.53	.11		.19	82.53	.27
F6	1026	1017		7.10	1.48	9.00			.29	.75	.12			81.20	.38
F5mod	1026	1017		7.09	1.18	9.72	.74		.37	.51	.01		.24	80.15	.19
ULP															
							neph								
F2	1017	1002	-1.23	6.38			.71							94.14	1.21
F1	1017	1002	-.59	9.92			7.50	5.83	.15					77.19	.30

Residuals								INPUT DATA (phenocryst data see Tab. 14)		
	nepheline	F5	F6	F5mod	F2	F1		1026	1017	1002
SiO ₂	47.60	-.03	-.07	.00	.01	.03		58.87	58.19	56.66
Al ₂ O ₃	33.76	-.02	-.02	-.01	.40	.03		21.13	21.48	20.94
FeO	.64	-.01	-.02	.00	-.21	.02		1.94	1.93	2.27
MgO		-.03	-.03	-.05	-.10	-.07		.13	.11	.23
CaO	.17	.02	.01	.01	-.19	-.02		1.16	.89	1.15
Na ₂ O	17.84	.07	.11	.11	.07	.00		9.99	11.05	12.19
K ₂ O		.04	.07	.00	.11	.00		6.20	5.74	5.83
TiO ₂		-.03	-.04	-.01	.05	.04		.22	.17	.12
P ₂ O ₅		.00	.00	.00	.01	.02		.03	.04	.03
MnO		-.02	-.01	.00	-.16	-.07		.28	.34	.53

TAB. 19 : SPURENELEMENT-MODELLRECHNUNG, BEISPIEL OMLP (1050) → UMLP (1034)

	F _{mod} 42										F 46		DIFFERENZ		F _{mod} 42		DIFFERENZ		F 46		DIFFERENZ			
	K _{PLAG}	K _{SAN}	K _{AP}	K _{MT}	K _{AMPH}	K _{SPH}	K _{CPX}	K _{BULK}	K _{BULK}	C ₁₀₅₀ (ppm)	C ₁₀₃₄ (ppm)	$\left(\frac{C_1}{C_0}\right)_{OBS}$	$\left(\frac{C_1}{C_0}\right)_{CALC}$	Δ(ppm)	%	$\left(\frac{C_1}{C_0}\right)_{CALC}$	C ₁₀₃₄ CALC (ppm)	Δ(ppm)	%	$\left(\frac{C_1}{C_0}\right)_{CALC}$	C ₁₀₃₄ CALC (ppm)	Δ(ppm)	%	
La	0.25	0.08	14.4	0.34	0.74	22.7	0.36	0.275	0.391	90.4	114	1.26	1.63	147.5	33.5	29.4	1.242	112.3	1.71	1.5	1.242	112.3	1.71	1.5
Ce	0.15	0.03	24.3	0.44	1.46	42.8	0.76	0.379	0.671	143.0	159	1.11	1.52	217.5	58.5	36.8	1.12	160.8	1.8	1.1	1.12	160.8	1.8	1.1
Nd	0.11	0.09	54.30	0.64	3.36	87.8	2.21	0.792	1.399	32.0	23	0.72	1.15	36.8	13.8	60.1	0.87	27.8	4.5	23.7	0.87	27.8	4.5	23.7
Sm	0.09	0.015	95.2	0.98	6.68	102.6	5.08	1.204	1.842	4.14	3.20	0.77	0.87	3.61	0.41	12.7	0.74	3.07	0.13	4.1	0.74	3.07	0.13	4.1
Eu	1.50	0.75	102	0.59	6.85	101.6	5.67	2.043	2.199	1.03	0.61	0.59	0.49	0.59	0.10	16.5	0.65	0.67	0.06	15.17	0.65	0.67	0.06	15.17
Tb	0.0	0.0	41.4	3.26	6.64	88.3	5.42	0.963	1.556	0.41	0.38	0.93	1.025	0.42	0.04	10.6	0.82	0.34	0.04	11.5	0.82	0.34	0.04	11.5
Yb	0.0	0.0	8.81	0.35	1.87	28.7	1.77	0.256	0.480	2.07	2.91	1.41	1.65	3.42	0.51	17.6	1.20	2.49	0.42	14.4	1.20	2.49	0.42	14.4
Lu	0.0	0.0	3.69	0.39	1.61	23.1	1.32	0.196	0.380	0.36	0.44	1.22	1.72	0.62	0.18	40.8	1.25	0.45	0.01	2.0	1.25	0.45	0.01	2.0
Sc	0.039	0.022	0.0	5.02	22.01	2.20	101.9	4.754	3.384	1.16	0.29	0.25	0.079	0.092	0.198	68.3	0.43	0.50	0.21	71.1	0.43	0.50	0.21	71.1
Cr	(0.521)	(0.636)	0.0	5.14	1.55	3.90	2.43	0.825	0.414	7.10	(10)	1.41	1.41	7.99	2.01	20.1	1.23	8.75	1.25	12.5	1.23	8.75	1.25	12.5
Co	0.86	0.95	6.03	38.02	32.11	3.20	18.34	3.261	2.356	3.11	0.80	0.26	1.13	0.676	0.124	15.5	0.62	1.92	1.12	14.0	0.62	1.92	1.12	14.0
Zn	0.032	0.0	0.0	11.47	2.56	0.0	0.0	0.472	0.200	(52)	62	1.19	1.207	74.28	12.28	19.8	1.33	69.14	7.14	11.5	1.33	69.14	7.14	11.5
Rb	0.035	0.80	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.472	0.200	198	140	0.71	1.428	282.8	142.8	102	1.33	263.3	123.3	88	1.33	263.3	123.3	88
Sr	38.89	6.99	~1	0.0	3.5	0.0	0.0	14.48	6.097	365	140	0.38	0.0	0.04	139.96	99.97	0.163	59.4	80.6	57.5	0.163	59.4	80.6	57.5
Zr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.50	2.50	0.0	0.024	0.049	495	835	1.69	1.93	956.9	121.9	14.6	1.40	694.5	140.5	16.9	1.40	694.5	140.5	16.9
Ba	3.70	7.95	0.0	0.0	3.39	3.80	0.0	5.72	2.499	325	185	0.57	0.041	13.42	171.6	92.7	0.59	190.6	5.6	3.0	0.59	190.6	5.6	3.0
Hf	0.0	0.0	0.0	0.13	0.84	9.80	1.04	0.010	0.176	7.77	12.7	1.63	1.95	15.16	2.46	19.4	1.34	10.42	2.3	12.0	1.34	10.42	2.3	12.0
Ta	0.021	0.009	0.0	0.53	1.21	94.6	0.288	0.334	1.199	5.62	4.78	0.85	1.27	7.12	2.34	49.04	0.93	5.24	0.46	9.53	0.93	5.24	0.46	9.53
Th	0.0	0.0	1.2	0.0	0.04	4.70	0.0	0.020	0.057	15.50	28.0	1.81	1.93	30.04	2.04	7.3	1.40	21.7	6.31	22.6	1.40	21.7	6.31	22.6
J	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	0.0	0.006	0.026	3.87	8.2	2.12	1.96	7.57	0.63	7.65	1.42	5.47	2.73	33.24	1.42	5.47	2.73	33.24

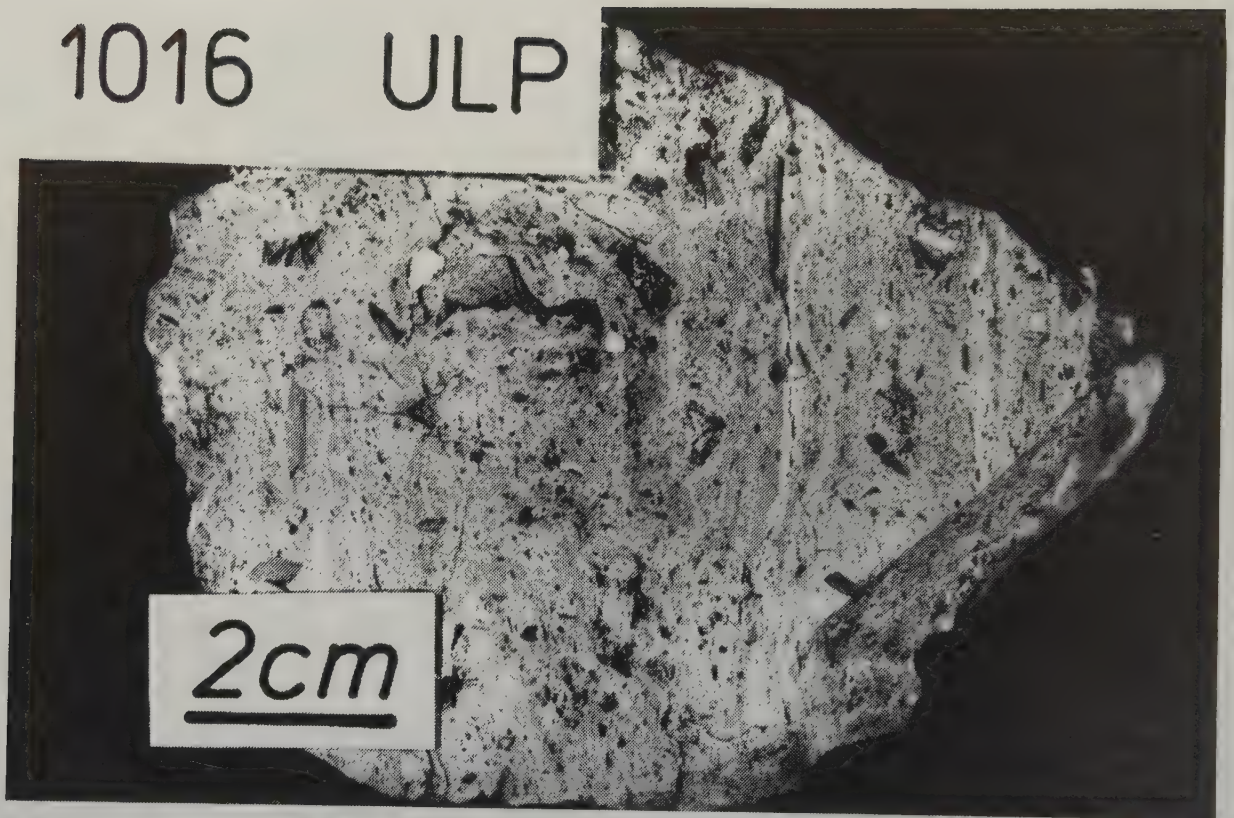
F_{mod} 42 13.5 29.5 0.24 1.72 1.64 0.14 1.92 Gewichtsprozent fraktionierte Phasen
F 46 7.7 16.9 0.16 0.63 2.60 0.84 1.71

Tab. 20a : mixing calculations basanites - OLP

name	1101-1 mafic comp.	1069 Phonolites	1075 Phonolites	1088	cpx	amph	ol	phlog	ab	an	or	% mixed comp.				
M1	52.79	53.41			- 1.82	- 1.14	+ .29	- .44	- 1.80	- .55	- .94	100 .02				
M2	55.51		55.33		- 2.13	- 2.38			- 2.65	- 1.02	- 2.67	100 .20				
M3	47.93	52.07										100 .53				
M6	48.20		49.20	2.60								100 .68				
RESIDUALS																
INPUT DATA																
SiO2	49.90	57.10	58.93	58.53	47.60	39.65	39.30	38.00	68.68	43.52	64.54	55.11	.00	-.02	-.04	-.06
Al ₂ O ₃	14.70	18.60	10.16	19.24	8.11	12.62		16.50	19.42	36.37	18.57	17.14	.00	.00	-.06	-.11
FeO	7.01	3.46	3.54	3.62	5.78	17.64	14.37	10.00			.14	5.39	.00	-.02	.08	.07
MgO	6.90	.86	.84	.87	13.62	9.99	45.19	18.50				3.90	.00	.03	.04	.04
CaO	9.00	3.50	3.59	3.66	22.25	11.37	.25	.04		19.86	.17	6.16	.00	-.01	-.15	-.17
Na ₂ O	2.80	5.50	5.53	5.19	.58	1.91		.81	11.65		.49	4.31	.00	.03	-.01	.06
K ₂ O	4.30	7.00	7.17	7.13		1.98		9.94	.25	.25	16.09	5.95	.00	.02	.09	.09
TiO ₂	2.10	.90	.90	.97	1.99	2.79		5.64				1.54	.00	-.05	.02	.03
P ₂ O ₅	.42	.23	.22	.24								.36	.00	.00	.03	.04
MnO	.16	.12	.12	.74	.07	1.20	.20					.15	.02	.02	.01	.01

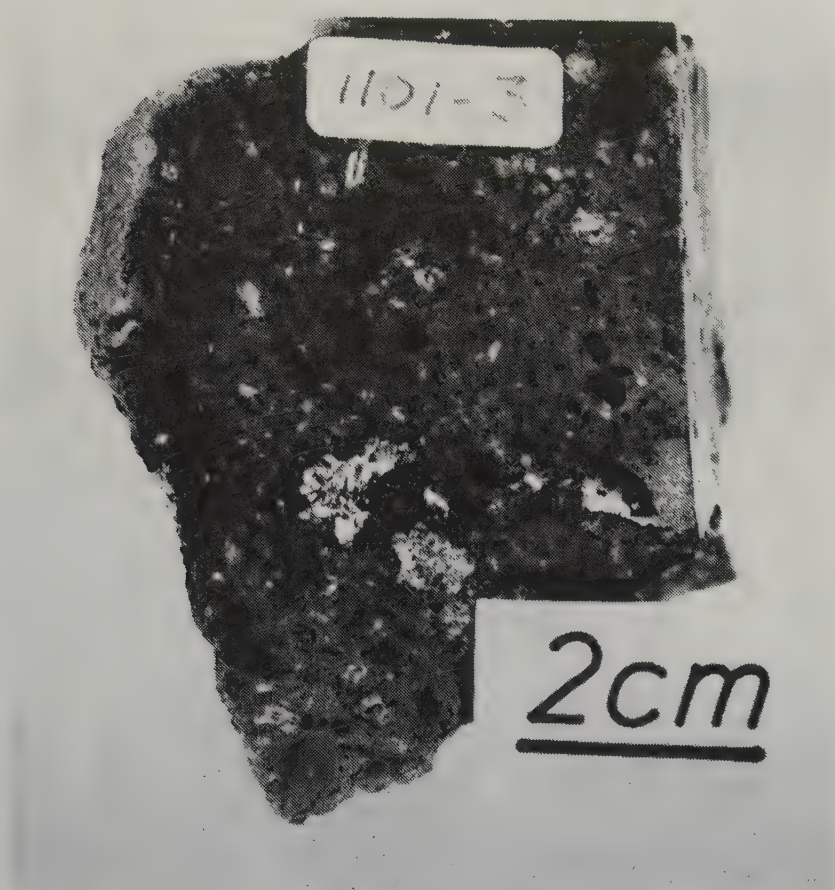
Tab. 20b : mixing calculations 1099-2 - 1101-3 - basanite

basanite mixed lava mixed lava												
name	Fokmod	392 Fok	1099-2	1101-3	1101-3	17	1069(OLP)	+ 83	392Fok	(or Fokmod calculated)		
Fok 1	42.95	57.05	100									
Fok2	42.91	57.09	100									
RESIDUALS												
INPUT DATA												
SiO ₂	46.23	44.49	55.11	51.29	.75	- .01						
Al ₂ O ₃	12.41	13.20	17.14	15.11	- .34	.00						
FeO	9.62	10.83	5.39	7.21	- .52	.00						
MgO	11.34	9.85	3.90	7.09	.64	.00						
CaO	13.37	12.39	6.16	9.25	.42	.00						
Na ₂ O	.96	2.84	4.31	2.88	.72	.01						
K ₂ O	2.37	2.84	5.95	4.42	.20	.00						
P ₂ O ₅	.54	.61	.36	.43	- .03	.00						
MnO	.18	.20	.15	.16	- .01	.00						

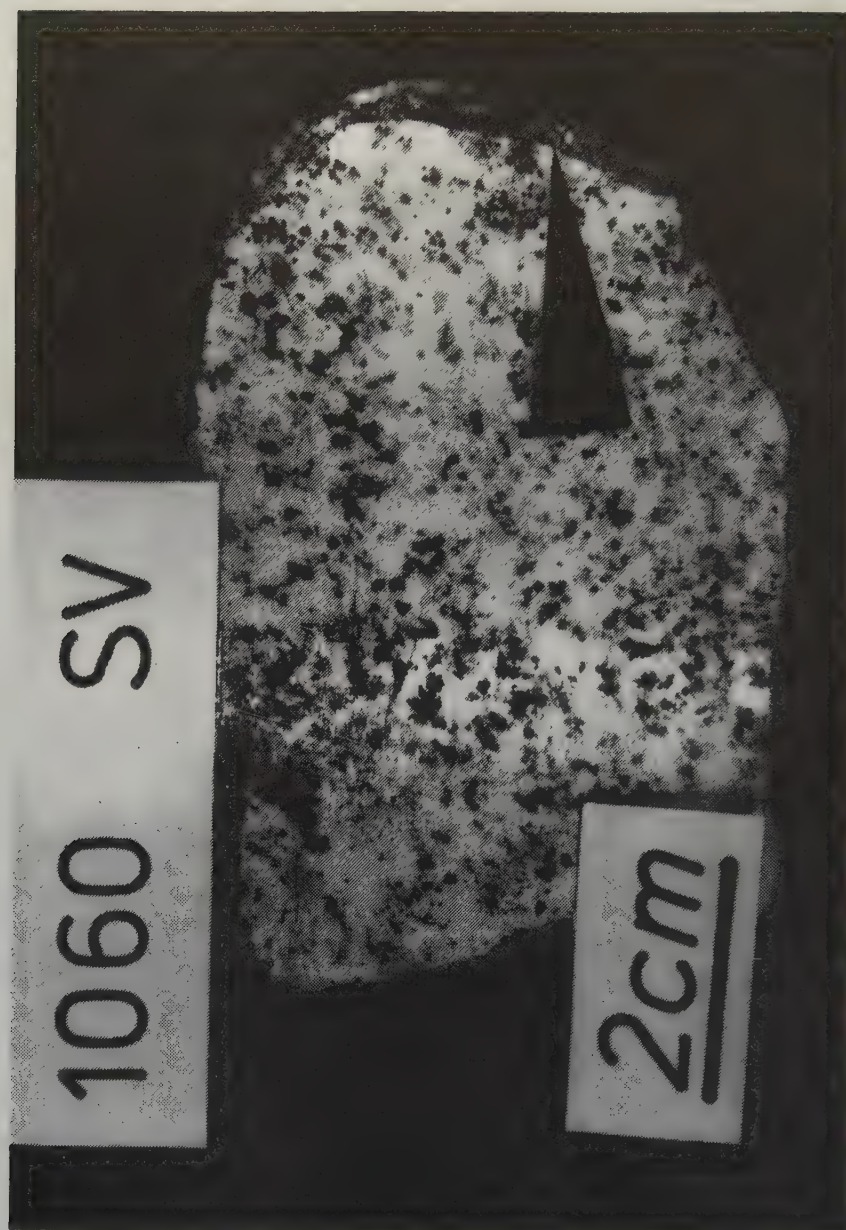
IX. 6. Tafeln

Tafel A1 : Schlieriger (verschweißter ??) Phonolith,
Probe 1016 ULP, mit frischen Devonbruch-
stückchen, Grundmasse mikrokristallin (Fsp),
dicht.

OLP MIXED LAVA

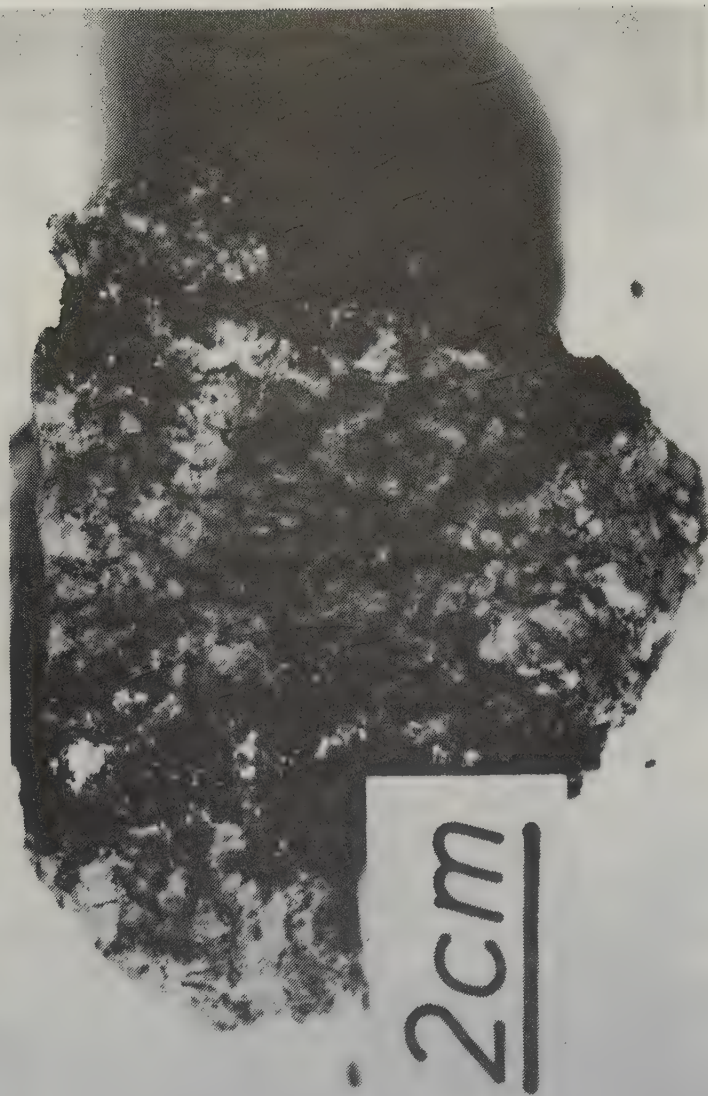


Tafel A2 : Dichtes Mischgestein 1101-3 mit großen mafischen Einsprenglingen (dunkel), wenig Feldspat (klar-weiß) in einer homogenen (!) mikrokristallinen Grundmasse (überwiegend Cpx und Ol)

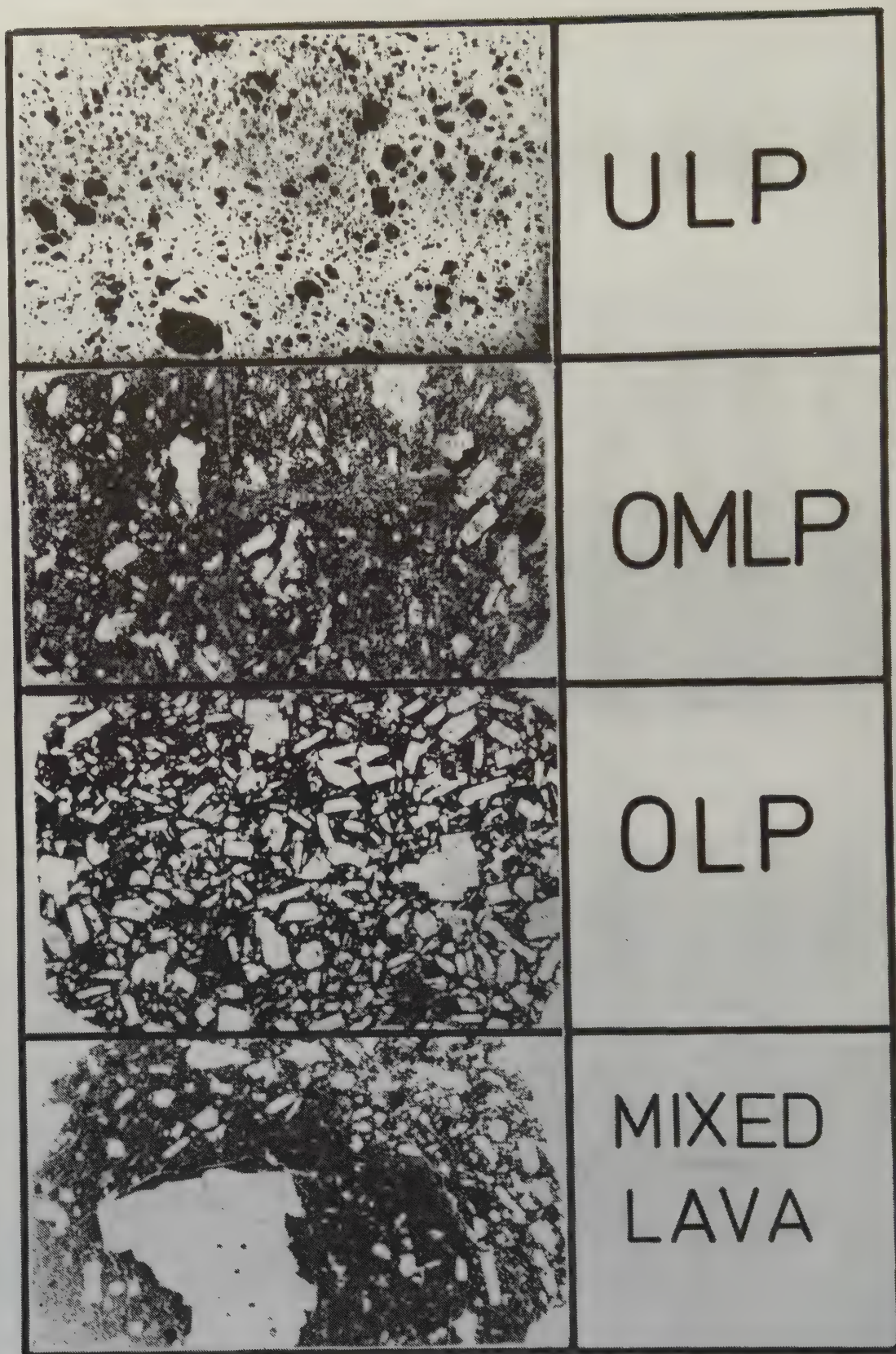


Tafel A3 : Dichter Subvulkanit mit plutonischem Gefüge (2 Feldspäte, Cpx u.a.) mit einer Rinde vom Phonolith (Pfeil),
Probe 1060, B₁ OLP)

1075 OLP



Tafel A4 : Körniges Feldspat-Amphibol - Kumulat mit Titanit, Apatit und Magnetit (wenig Cpx), Grundmasse porös-glasig, Probe 1075 OLP.



Tafel A5 : Durchlichtphotos von Dünnschliffen komagmatischer Lapilli. ULP - Bims mit Dunkelfeldbeleuchtung, lange Bildkante ca 4 cm. Beachte die Zunahme des Einsprenglingsgehaltes von ULP nach OLP und den Cpx- Megakristall in der Mischlava (basische Komponente mit Cpx-Megakristall ummantelt von Fsp-reichem OLP-Phonolith)

L I T E R A T U R

LITERATUR

- AHRENS W (1929) Die Verbreitung des mittelhheinischen alluvialen Bimssteins und daraus folgende Rückschlüsse auf den Eruptionsmeehanismus. Centralbl f Mineralogie Abt B Nr 7: 288-296
- AHRENS W (1930a) Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp 1-87
- AHRENS W (1930b) Beiträge zur Kenntniss der Phonolithe und Trachyte im Laacher-See-Gebiet. Chem d Erde 5:1-21
- ALBAREDE F, BOTTINGA Y (1972) Kinetic disequilibrium in trace element partitioning between phenocrysts and host lava. Geochim Cosmochim Acta 36: 141-156
- ALLEN JC, BOETTCHER AL, MARLAND G (1975) Amphibole in andesite and basalt: I Stability as a function of P-T- f_{O_2} . Am Min 60: 1069-1085
- ALLEN JC, BOETTCHER AL (1978) Amphiboles in andesite and basalt: II Stability as a function of P-T- f_{O_2} . Am Min 63: 1074-1087
- ALLEGRE CJ, TREUIL M, MINSTER JF, MINSTER B, ALBAREDE F (1977) Systematic use of trace element in igneous processes, Part I, Fractional crystallization processes in volcanic suites. Contrib Mineral Petrol 60: 57-75
- ALLEGRE CJ, MINSTER JF (1978) Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet Sci Lett 38: 1-25
- ANDERSON AT (1973) The before eruption water content of some high alumina magmas. Bull Volcanol 37: 530-552
- ANDERSON AT (1976) Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. J Volc Geotherm Res 1: 3-33
- ANDERSON AT (1980) Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. Am Min 65: 837-851

- ANDRIAMBOLOLONA R, LEFÉVRE C, DUPUY C (1975) Co-efficient de partage des éléments de transition dans les minéraux ferro-magnésiens extraits des dacites. C R Acad Sci Paris, série D: 287
- AOKI K (1963) The kaersutites and oxikaersutites from alkaline rocks of Japan and surrounding areas. J Petrol 4: 198-210.
- AOKI K (1964) Clinopyroxene from alkaline rocks of Japan. Am Min 49: 1199-1223
- AOKI K, KUSHIRO I (1968) Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. Contrib Mineral Petrol 18: 326-337
- ARTH JG (1976) Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. J Res US Geol Survey 4: 124-150
- AUTEFAGE F, COUDERC JJ (1980) Etude du mécanisme de la migration du sodium et du potassium au cours de leur analyse à la microsonde électronique. Bull Mineral 103: 623-629
- BAILEY DK (1964) Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism. J Geophys Res 69: 1101-1111
- BAILEY DK (1970) Volatile flux, heat focussing and the generation of magma. Geol J Spec Issue No 2: 177-186
- BAILEY DK (1974) Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanics: A review. Bull Volcanol 38 : 637-652
- BAILEY DK, MACDONALD R (1969) Alkalifeldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids. Am J Sci 267: 242-248
- BAILEY DK, MACDONALD R (1975) Fluorine and chlorine in peralkaline liquids and the need for magma generation in an open system. Min Mag 40: 405-414

- BARBERI F, BIZOUARD H, CLOCHIATTI R, METRICH N,
SANTACROCE R, SBRANA A (1982) The Somma-Vesuvius
magma chamber: A petrological and petrological
approach. *Bull Volcanol im Druck*
- BAUER GR, FODOR RV, HUSLER JW, KEIL K (1973) Contri-
butions to the mineral chemistry of Hawaiian Rocks
III. Composition and mineralogy of a new rhyodacite
occurrence. *Contrib Mineral Petrol* 40: 193-194
- BERLIN R, HENDERSON CMB (1969) The distribution of SR
and Ba between alkalifeldspar, plagioclase and ground-
mass phases of porphyritic trachytes and phonolites
Geochim Cosmochim Acta 33: 247-255
- BILGRAMI SA (1955) Manganese amphiboles from Chikla,
Bandara district, India. *Min Mag* 30 : 633-644
- BIZOUARD H, BARBERI F, VARET J (1980) Mineralogy and pe-
trology of Ertä Ale and Boina volcanic series, Afar
Rift, Ethiopia. *J Petrol* 21: 401-436
- BOGAARD vdP (1978) Stratigraphie und Verbreitung der
Oberen Laacher Pyroklastika, Teil I; Aufbau und Ent-
stehung der Oberen Laacher Pyroklastika bei Mendig,
Teil II. Diplomarbeit, Ruhr Universität Bochum, pp 1-184
- BOGAARD vdP, SCHMINCKE HU (1978) Obere Laacher Pyroklastika:
Die Abschlußphase der Eruptionsgeschichte des Laacher
See Vulkans. *Nachr dt geol Ges* 19: 6-7
- BOGAARD vdP (in Vorb.) Die Eruption des Laacher See Vulkans.
Dissertation, Ruhr Universität Bochum
- BOGAARD vdP, SCHMINCKE HU (1982) Heavy minerals in Laacher
See Tephra. *J Volcanol Geotherm Res im Druck*
- BOTTINGA Y, WEILL DF (1972) The viscosity of magmatic silicate
liquids: A model for calculation. *Am J Sci* 272: 438-475
- BOWDEN P (1974) Oversaturated alkaline rocks: Granites,
pantellerites and comendites. In:
Sørensen H (ed) *The Alkaline Rocks*. Wiley & Sons,
Chichester, New York, Brisbane, Toronto. pp 109-123

- BOWEN NL (1937) Recent high temperatur research on silicates and its significance in igneous geology. Am J Sci 33: 1-21
- BOWEN NL, TUTTLE OF (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O . J Geol 58: 489-511
- BRAUNS R, UHLIG J (1912) Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. N Jb Mineral BB 35: 119-220
- BRAUNS R (1916) Der Laacher Trachyt und seine Beziehung zu anderen Gesteinen des Laacher Seegebiets. N Jb Mineral BB 41: 420-502
- BRAUNS R (1928) Die chemische Zusammensetzung von Augit und Biotit je aus einer tephritischen Lava und aus Laacher Trachyt. N Jb Mineral Geol Pal BB 57A1:131-138
- BRAUNS R (1929) Die Entstehung des Laacher Sees und die Ausbruchsstelle der weißen Bimssteine und des Trasses. Centralbl f Mineralogie B Nr. 7: 593-601
- BROOKS CK, PRINTZLAU J (1978) Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: The evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. J Volcanol Geotherm Res 4: 315-331
- BROUSSE R, VARET J, BIZOUARD H (1969) Iron in the minerals of the sodalite group. Contrib Mineral Petrol 22: 169-184
- BROWN GM, PECKETT A (1977) Fluorapatites from the Skaergaard intrusion, East Greenland. Min Mag 41: 227-232
- BROWN FH, CARMICHAEL ISE (1971) Quaternary volcanoes of the Lake Rudolph region: II, The lavas of North Island, South Island and the Barrier. Lithos 4: 305-323
- BRYAN WB, FINGER LW, CHAYES F (1969) Estimating proportions in petrographic mixing equations by least squares approximation. Science 163: 926-927
- BUERGER MJ, KLEIN GE, DONNAY G (1954) The determination of the crystal structure of nepheline. Am Min 39: 805-818

- BUNSEN R (1851) Über die Prozess der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. Popp Ann 83: 197-272
- BURNHAM CW (1975) Water and magmas: A mixing model. Geochim Cosmochim Acta 39: 1077-1084
- BURNS RG (1970) Mineralogical application of crystal field theory. Cambridge University Press 1970, pp 1-223
- CALVES JY; LIPPOLT HJ (1980) Strontium isotope constraints to the Rhine Graben volcanism. N Jb Mineral Abh 139: 59-81
- CARMICHAEL ISE (1964) Natural liquids and the phonolitic minimum. Geol J 4: 55-60
- CARMICHAEL ISE (1967) The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contrib Mineral Petrol 14: 36-64
- CAWTHORN RG, O'HARA MJ (1976) Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. Am J Sci 276: 309-329
- CHAYES F (1963) Relative abundances of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. J Geophys Res 68: 1519-1534
- CHEN CF, TURNER JS (1980) Crystallisation in a double-diffusive system. J Geophys Res 85: 2573-2593
- COLLINI C (1777) Tagebuch einer Reise welches verschiedene mineralogische Beobachtungen besonders über die Agate und den Basalt enthält; nebst einer Beschreibung der Verarbeitung der Agate. Aus dem französischen übersetzt und mit Anmerkungen begleitet von JS Schröder, Mannheim. CF Schwan, kurfürstl. Hofbuchhändler, pp 1-592
- COOMBS DS, WILKINSON JFG (1969) Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. J Petrol 10: 440-501
- CULLERS RL, MEDARIS G, Jr (1977) Rare earth elements in carbonatites and cogenetic alkaline rocks: Examples from Seabrook Lake and Callander Bay, Ontario. Contrib Mineral Petrol 65: 143-153

- DALY RA (1910) Origin of alkaline rocks . Geol Soc Am Bull 21: 87-118
- DALY RA (1925) The geology of Ascension Island. Proc Am Acad Arts Sci 60: 1-180
- DALY RA (1927) The geology of St Helena Island. Proc Am Acad Arts Sci 62: 31-92
- DEER WA, HOWIE RA, ZUSSMAN J (1974) An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London. pp 1-528
- DeJONG BHW BROWN GE, Jr (1980) Polymerisation of silicate and aluminate tetrahedra in glasses, melts and aqueous solutions- II: The network modifying effects of Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Li^+ , H^+ , OH^- , F^- , H_2O , CO_2 and H_3O^+ on silicate polymers. Geochim Cosmochim Acta 44: 1627-1642
- DeJONG BHW, KEEFER KD, BROWN GE, Jr, TAYLOR CM (1981) Polymerisation of silicate and aluminate tetrahedra in glasses, melts, and aqueous solutions - III. Local silicon environments and internal nucleation in silicate glasses. Geochim Cosmochim Acta 45: 1291-1308
- DePAOLO DJ (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. Earth Planet Sci Lett 53: 189-202
- DePIERI R, QUARENI S (1978) Partition coefficients of alkali and alkaline earth elements between alkali feldspar and their lava matrix. Min Mag 42: 63-67
- DOLLASE WA, THOMAS WM (1978) The crystal structure of silica-rich, alkali deficient nepheline. Contrib Mineral Petrol 66: 311-318
- DOWTY E (1977) The influence of adsorption in igneous partitioning of trace elements. Geochim Cosmochim Acta 41: 1643-1646
- DRAKE MJ (1975) The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. Geochim Cosmochim Acta 39: 55- 64

- DRAKE MJ, WEILL DF (1975) Partitioning of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: An experimental study. *Geochim Cosmochim Acta* 39: 689-712
- DUDA A, SCHMINCKE HU (1978) Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See Area, Germany. *N Jb Mineral Abh* 132: 1-33
- DUNCAN AR, TAYLOR SR (1969) Trace element analysis of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. *Contrib Mineral Petrol* 20: 30-33
- EDGAR AB (1964):
Can Min 8: 53 - 67
 Zitiert in : TRÖGER (1969)
- EICHELBERGER JC (1978) Climatic eruptions of Crater Lake: Evidence for an early stage of mixing a pluton. *Geol Soc Am Abstr w Progr* 10: p 104
- EICHELBERGER JC, WESTRICH HR (1982) Magmatic volatiles in explosive rhyolitic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res im Druck*
- EWART A (1965) Mineralogy and petrogenesis of the Whakamura ignimbrite in the Maraeti Area of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *NZ J Geol Geophys* 8: 611-677
- EWART A, TAYLOR SR (1969) Trace element geochemistry of the rhyolitic rocks, central North Island, New Zealand, phenocryst data. *Contrib Mineral Petrol* 22: 127-146
- EWART A, BRYAN W, GILL JB (1973) Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, SW Pacific *J Petrol* 14: 429-465
- FAURE G, POWELL SL (1972) Strontium isotope geology. Springer Verlag, Heidelberg, pp 1-188
- FERAUD G, SCHMINCKE HU, LIETZ J, GASTAUD J, PRITCHARD G, BLEILL U (1982) New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the island of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago)

- and Gran Canaria (Canary Islands). Bull Volcanol
im Druck
- FRECHEN J (1953) Der Rheinische Bimsstein. Wittlich
pp 1-75
- FRECHEN J (1976) Siebengebirge am Rhein Laacher Vulkangebiet
Maargebiet der Westeifel - Vulkanologisch-petrogra-
phische Exkursionen. Sammlung geologischer Führer, 4.
Aufl., Bornträger, Berlin Stuttgart, pp 1-195
- FRECHEN J (1981) Herkunft der allerödzeitlichen Bimstufte
des Laacher Vulkangebietes. Geol Rundsch 70: 1119-1151
- FRECHEN F, LIPPOLT HJ (1965) Kalium - Argon - Daten zum Alter
des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der
Eiszeiten. Eiszeitalter und Gegenwart 16: 5-30
- FYFE WS (1970) Some thoughts on granitic magmas. In:
Mechanisms of igneous intrusion, Geol J Spec Issue 2:201-216
- GAMBLE RP, TAYLOR LA (1980) Crystal/liquid partitioning
in augite: Effects of cooling rate. Earth Planet Sci
Lett 47: 21-33
- GIBSON IL (1970) A pantelleritic welded ash-flow tuff
from the Ethiopian rift system. Contrib Mineral Petrol
28: 89-111
- GIJBELS (1980) Reconstruction of the trace element distri-
bution in the late quaternary differentiated magma
chamber of the Laacher volcano (East Eifel). Final
report, EC Contract 219-77 EGB, Universitaire Instelling
Antwerpen, Wilrijk, Belgien, pp 1-60.
- GRIFFIN WL, MURTHY VR (1969) Distribution of K, Rb, Sr and
Ba in some minerals relevant to the basalt genesis.
Geochim Cosmochim Acta 33: 1389-1414
- GROVE TL, BENCE AE (1982) Crystallization kinetics in a
multiply saturated basalt magma: An experimental study
of Luna 24 ferrobasalt. Geochim Cosmochim Acta im Druck
- GRAPES R (in Vorb.) Partial melting and recrystallisation
of pelitic xenoliths, East Eifel (West Germany).

- HÄKLI TA, WRIGHT TL (1967) The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim Cosmochim Acta* 31: 877-884
- HAMILTON IL, MACKENZIE WS (1965) Phase equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline) - KAlSiO_4 (kalsilite) - SiO_2 - H_2O . *Min Mag* 34: 214-231
- HÄNEL R (1971) Heatflow measurements and a first heat flow map of Germany. *Z Geophys* 37: 975-992
- HANSON GN (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet Sci Lett* 38: 26-43
- HANSON GN, LANGMUIR CH (1978) Modelling of major elements in mantle melt system using trace element approaches. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 725-741
- HART SR, GUNN BM, WATKINS ND (1971) Intra lava variation of alkali elements in Icelandic basalt. *Am J Sci* 270: 315-318
- HART SR, BROOKS C (1974) Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba. *Geochim Cosmochim Acta* 38: 1799-1086
- HART SR, DAVIS K (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melts. *Earth Planet Sci Lett* 40: 203-219
- HARRIS PG, BAILEY DK (1974) Origin of alkaline magmas as a result of anatexis. in: H Sørensen (ed) *The Alkaline Rocks*, Wiley & Sons, Chichester, New York
Brisbane, Toronto, pp 427-441
- HEDGE E (1978) Strontium isotopes in basalts from the pacific ocean basin. *Earth Planet Sci Lett* 38: 88-94
- HELTZ RT (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity. *J Petrol* 14: 249-302
- HELTZ RT (1976) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$ Part II, Melt compositions. *J Petrol* 17: 139-193

- HELTZ RT (1982) Alkali exchange between hornblende and melt: A temperatur sensitiv reaction. Contrib Mineral Petrol im Druck
- HERTOGEN J, GIJBELS R (1971) Instrumental neutron activation analysis of silicate rocks with a low-energy photon detector. Geochim Cosmochim Acta 56: 61-82
- HIGUCHI H, NAGASAWA H (1969) Partition of trace elements between rock forming minerals and the host volcanic rocks. Earth Planet Sci Lett 7: 281-287
- HILDRETH W (1979) The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. in: Chapin CE, Elston WE (eds) Ash-flow tuffs, Geol Soc Am Spec Paper 180: 43-75
- HOEFS J, WEDEPOHL KH (1968) Strontium isotope studies on young volcanic rocks from Germany and Italy. Contrib Mineral Petrol 19: 328-338
- HOLLOWAY JR (1973) The system pargasite- H_2O - CO_2 : A model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid I, Experimental results to 8 kbar. Geochim Cosmochim Acta 37: 651-666
- HUCKENHOLZ HG (1965a) Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel, II Die Klinopyroxene der Basanitoide. Beitr Mineral Petrogr 11: 415-448
- HUCKENHOLZ HG (1965b) Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel, I Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt-Assoziation. Beitr Mineral Petrogr 11 138-195
- HUNTINGTON HD (1979) Kiglapait mineralogy I: Apatite, biotit, and volatiles. J Petrol 20: 625-652
- ILLIES JH, PRODEHL C, SCHMINCKE HU, SEMMEL A (1979) The quaternary uplift of the Rhenish shield in Germany. Tectonophysics 61: 197-225
- IRVINE TN (1980) Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other

- layered intrusions. In: Hargraves RB (ed) Physics of magmatic processes. Princeton University Press, Princeton/New Jersey, pp 325-384
- IRVING AJ (1974) Megacrysts from the Newer Basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia. Geol Soc Am Bull 85: 1503-1515
- IRVING AJ (1978) A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. Geochim Cosmochim Acta 42: 743-770
- IRVING AJ, PRICE RC (1981) Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, East Germany and New Zealand. Geochim Cosmochim Acta 45: 1309-1320
- IWASAKI I, KATSURA T, YOSHIDA M (1962) Geochemical investigations of the volcanoes in Japan. II: Titanomagnetites in volcanic rocks of Nekodake, Aso volcano. Bull Chem Soc Japan 35: 448
- JASMUND K, SECK HA (1964) Geochemische Untersuchungen an Auswürflingen (Gleesiten) des Laacher-See-Gebietes. Beitr Mineral Petrogr 10: 275-295
- JENSEN BB (1973) Patterns of trace element partitioning. Geochim Cosmochim Acta 37: 2227-2242
- KADIK AA (1980) Solubility of mixed volatiles (H_2O , CO_2) in magmatic melts: Influence of volatile evolution from magmas upon water and carbon dioxide stratification of the continental crust. Lithos im Druck
- KALB G (1939) Über Mineralien und Gesteine der nieder-rheinischen Vulkangebiete. 1. Flußspat in Drusen des "Nosean-Sanidinit" aus dem Laacher See Gebiete. Dechenania 98A: 173-175
- KAPPELMEYER O (1977) Erkundung des Temperaturfeldes in der Eifel mit einer Forschungsbohrung bei Ochtendung (ausgeführt im Rahmenprogramm Energieforschung der Bundesregierung). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Forschungsvorhaben ET4213, pp 1-21, 2 Anhänge, 19 Abbildungen, 7 Tabellen

- KENNEDY GC (1955) Some aspects of the role of water in rock melts. *Geol Soc Am Spec Paper* 62: 489-504
- KESSELS W, GRAMKOW B, LOHR U, MUSMANN G (1980) Magneto-tellurische- und Wärmeflußmessungen im Vulkangebiet des Laacher Sees. "Statusreport Geotechnik und Lagerstätten", Berlin 1980, pp 73-86
- KESSON S, PRICE RC (1972) The major and trace element chemistry of kaersutite and its bearing on the petrogenesis of alkaline rocks. *Contrib Mineral Petrol* 35: 119-124
- KNOOP U (1981) Lithologie und Entstehung der Unteren Laacher Pyroklastika im Mendiger Raum. Diplomarbeit, Ruhr Universität Bochum
- KUDO AM, WEILL DF (1970) An igneous plagioclase thermometer. *Contrib Mineral Petrol* 25: 52-65
- KUSHIRO I (1978) Viscosity and structural changes of albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) melt at high pressures. *Earth Planet Sci Lett* 41: 87-91
- KYLE PR (1977) Mineralogy and glass chemistry of recent volcanic ejecta from Mt Erebus, Ross Island, Antarctica. *NZ J Geol Geophys* 20:1123-1146
- KYLE PR, RANKIN PC (1976) Rare earth element geochemistry of late Cenozoic alkaline lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica. *Geochim Cosmochim Acta* 40:1497-1507
- LARSEN LM (1979) Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, South Greenland. *Lithos* 12: 303-315
- LEEMAN WP, LINDSTROM (1978) Partitioning of Ni^{2+} between basaltic and sythetic melts and olivines - An experimental study. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 801-816

- LEEMAN WP, MA MS, MURALI AV, SCHMITT RA (1978) Empirical estimation of magnetite/liquid distribution coefficients for some transition elements. *Contrib Mineral Petrol* 56: 269-272
- LIPMAN PW (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso Caldera, southwestern Japan. *Contrib Mineral Petrol* 16: 300-327
- LIPMAN PW, CHRISTIANSEN RL, O'CONNOR JT (1966) A compositionally zoned ash-flow sheet in southern Nevada US Geol Survey Prof Paper 524 F1: F1-F47
- LIPPARD SJ (1973) The petrology of phonolites from the Kenya Rift. *Lithos* 6: 217-234
- LOCARDI E (1967) Uranium and thorium in the volcanic processes. *Bull Volcanol* 31: 235-260
- LOCARDI E, MITTEMPERGHER M (1967) The meaning of magmatic differentiation in some recent volcanoes of central Italy. *Bull Volcanol* 33: 1089-1100
- LONG PE (1978) Experimental Determination of partition coefficients for Rb, Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 833-846
- LORENZEN KF, BERKHEMER H (1976) Das geomagnetische Feld im Gebiet des Laacher Sees. *N Jb Geol Pal Mh* 4: 197-208
- LOWDER GG, CARMICHAEL ISE (1970) The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Geology and Petrology. *Geol Soc Am Bull* 81: 17-38
- MACDONALD R (1974) The role of fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks. In: Sørensen H (ed) *The Alkaline Rocks*. Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto. pp 442-459
- MACDONALD R, BAILEY DK (1973) The chemistry of the per-alkaline oversaturated obsidians. US Geol Survey Prof Paper 440 N1: N1-N37
- MAGARITZ M, HOFFMANN, AW (1978a) Diffusion of Sr, Ba and Nd in obsidian. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 595-605
- MAGARITZ M, HOFFMANN AW (1978b) Diffusion of Eu and Gd in basalt and obsidian. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 847-858

- MAHOOD G (im Druck) Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center : Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. Contrib Mineral Petrol, im Druck
- MASUDA A (1975) Abundances of monoisotopic REE, consistent with the Leedy chondrite value. *Geochem J* 9: 183-184
- MASUDA A, NAKAMURA N (1973) Fine structures of mutually normalized rare earth element patterns of chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* 37: 239-248
- MATHEZ EA (1973) Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 41: 61-72
- McCALLUM IS, CARETTE MP (1978) Zr and Nb partition coefficients: Implications for the genesis of mare basalts, krep and sea floor basalts. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 859-869
- McBIRNEY AR (1980) Mixing and unmixing of magmas. *J Volcanol Geotherm Res* 7: 357-371
- McBIRNEY AR, NOYES RM (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *J Petrol* 20: 487-554
- MEYER W, STETS J (1975) Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. *Z dt geol Ges* 126: 15-29
- MEYER W, STETS J (1981) Die Siegener Hauptaufschiebung im Laacher-See-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge). *Z dt geol Ges* 132: 43-53
- MORSE SA (1968) Nepheline-Kalsilite-Silica at 5 kb P_{H_2O} . *Carnegie Inst Wash Year Book* 67: 112-120
- MURASE T, McBIRNEY AR (1973) Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol Soc Am Bull* 84: 3563-3592
- MYSEN BO, VIRGO D, SEIFERT F (1979) Melt structure and redox equilibria in the system $CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. *Carnegie Inst Wash Year Book* 78: 519-526
- MYSEN BO, REYERSON FJ, VIRGO D (1980a) The influence of TiO_2 on the structure and derivative properties of silicate melts. *Am Min* 65: 1150-1165
- MYSEN BO, VIRGO D, SCARFE CM (1980b) Relationships between anionic structure and viscosity of silicate melts- A Raman spectroscopic study. *Am Min* 65: 690-710

- MYSEN BO, VIRGO D (1980) Trace element partitioning and melt structure: An experimental study at 1 atm. *Geochim Cosmochim Acta* 44: 1917-1930
- MYSEN BO, REYERSON FJ, VIRGO D (1981) The structural role of phosphorus in silicate melts. *Am Min* 66: 106-117
- NAGASAWA H (1970) Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet Sci Lett* 9: 359-364
- NAGASAWA H, WAKITA H (1968) Partitioning of uranium and thorium between augite and host lavas. *Geochim Cosmochim Acta* 32: 917-921
- NAGASAWA H, SCHNETZLER CC (1971) Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim Cosmochim Acta* 35: 953-968
- NASH WP (1976) Fluorine, chlorine and OH-bearing minerals in the Skaergaard intrusion. *Am J Sci* 276: 546-557
- NASH WP, CARMICHAEL ISE, JOHNSON RW (1969) The mineralogy and petrology of Mt Suswa, Kenya. *J Petrol* 10: 409-439
- NICHOLLS JA, CARMICHAEL ISE (1969) Peralkaline acid liquids: A petrological study. *Contrib Mineral Petrol* 20: 268-294
- NICHOLLS IA, HARRIS KL (1980) Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochim Cosmochim Acta* 44: 287-308
- NIXION PH, CHAPMAN NA, SMITH JV (1980) Origin of Ba-rich sanidine megacrysts in a porphyry from Papua New Guinea. *Min Mag* 43: 845-850
- NOBLE DC, SMITH VC, PECK LC (1967) Loss of halogens from crystallized and glassy silicic volcanic rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 31: 215-223
- NOBLE DC, HEDGE CE (1969) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations within individual ash-flow sheets. *US Geol Survey Prof Paper* 650 C: C133-C139

- NOBLE DC, HEDGE CE (1970) Distribution of rubidium between sodic sanidine and natural silicic liquid. *Contrib Mineral Petrol* 29: 234-241
- NOCKOLDS SR (1954) Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geol Soc Am Bull* 65: 1007-1032
- OBATA M, BANNO S, MORI T (1974) The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene: An application of the simple mixture model to olivine solid solution. *Bull Soc fr Mineral Cristallogr* 97: 101-107
- ORVILLE PM (1963) Alkali exchange between vapor and feldspar phases. *Am J Sci* 261: 201-237
- PEARCE JA, NORRY MJ (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib Mineral Petrol* 69: 33-47
- PHILLPOTTS JA, SCHNETZLER CC (1970) Phenocryst matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochim Cosmochim Acta* 34: 307-322
- POWELL M, POWELL R (1977) A nepheline-alkali feldspar geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 62: 193-204
- PRICE RC, GREEN DH (1972) Lherzolite nodules in a 'mafic phonolite' from north-east Otago, New Zealand. *Nature Phys Sci* 235: 133-134
- PRICE RC, TAYLOR SR (1973) The geochemistry of the Dunedin Volcano, east Otago, New Zealand: Rare earth elements. *Contrib Mineral Petrol* 40: 195-205
- PRICE RC, CHAPPELL BW (1975) Fractional crystallization and the petrology of Dunedin Volcano. *Contrib Mineral Petrol* 53: 157-182
- REAY A (1981) The effect of disc mill grinding on some rock-forming minerals. *Min Mag* 44: 179-182
- REYERSON FJ, HESS PC (1978) Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochim Cosmochim Acta* 42: 921-932

- RIBBE PH (1980) Titanit. In: Ribbe PH (ed)
Orthosilicates, Min Soc Am, Reviews in Mineralogy
5: 137-152
- RICE A (1981) Convective fractionation: A mechanism
to provide zoning (macrosegregation), layering,
crescumulates, banded Tuffs and explosive vol-
canism in igneous processes. J Geophys Res 86: 405-417
- RINGWOOD AE (1955a) The principles governing trace ele-
ment distribution during magmatic crystallization
Part I The influence of electronegativity.
Geochim Cosmochim Acta 7: 189-202
- RINGWOOD AE (1955b) The principles governing trace
element partitioning during magmatic crystallization
Part II The role of complex formation. Geochim
Cosmochim Acta 7: 242-254
- RISSE R (1976) Stratigraphie, Transport und Ablagerungs-
mechanismen der Mittleren Laacher See Pyroklastika
im Laacher See Gebiet (E-Eifel). Diplomarbeit, Ruhr
Universität Bochum, pp 1-138
- RITCHIE GL (1980) Divergent magmas at Crater Lake, Oregon:
Products of fractional crystallization and vertical
zoning in a shallow, water undersaturated chamber.
J Volcanol Geotherm Res 7: 373-386
- RITTMANN A (1933) Die geologisch bedingte Evolution und
Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. Z Vulk 15: 8-94
- ROEDDER PL, EMSLIE RF (1970) Olivine-liquid equilibrium.
Contrib Mineral Petrol 29: 275-289
- ROSCOE R (1952) The viscosity os suspensions of rigid
spheres. Brit J App Phys 3: 257-269
- SCHÄFER E (1939) Petrographische Untersuchungen über den
Laacher Trachyt. Mineral Petrogr Mitt 50: 464-486

- SCHMINCKE HU (1969a) Ingnimbrite sequence on Gran Canaria. Bull Volcanol 33: 1199-1219
- SCHMINCKE HU (1969b) Petrologie der phonolithischen bis rhyolithischen Vulkanite auf Gran Canaria, Kanarische Inseln. Habilitationsschrift, Ruprecht-Karl Universität Heidelberg, pp 1-151
- SCHMINCKE HU (1974) Laacher See Tephra: Eruptionszentren, Eruptions- und Transportmechanismen. Nachr dt geol Ges 11: 41-42
- SCHMINCKE HU (1976) The geology of the Canary Islands. In: Kunkel G (ed) Biogeography and ecology of the Canary Islands. Junk Publishers, The Hague. pp 67-184
- SCHMINCKE HU (1977) Eifel Vulkanismus östlich des Gebietes Rieden Mayen. Fortschr Mineral 55 Bh 2: 1-32
- SCHMINCKE HU (1979) The late Quaternary Eifel volcanic fields. in: ILLIES et al : The Quaternary uplift of the Rhenish shield in Germany. Tectonophysics 61: 97-125
- SCHMINCKE HU, FISHER RV, WATERS AC (1973) Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. Sedimentology 20: 553-574
- SCHMINCKE HU, FLOWER JF (1974) Magmenevolution auf atlantischen Vulkaninseln. Naturwissenschaften 61:288-297
- SCHMINCKE HU, RISSE R, BOGAARD vdP, WÖRNER G (1978) Magma- und Wärmeinhalt der Magmakammer des Laacher See Vulkans (Osteifel). "Stausseminar Geotechnik und Lagerstätten", Berlin 1978: 341-346
- SCHMINCKE HU, MERTES H, WÖRNER G, STAUDIGEL H, ZINDLER A, GIJBELS R, BOWMAN H (1978) Geochemische und tektonische Kontraste zwischen den quartären Vulkanfeldern der E- und W-Eifel. Fortschr Mineral 56 Bh 1: 124-125
- SCHMINCKE HU, MERTES H (1979) Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. Naturwissenschaften 66: 614-615

- SCHMINCKE HU, WÖRNER G, BOGAARD vdP, RISSE R (1979)
Structure, eruption and geothermal potential of the
Laacher See magma chamber (Eifel, F.R.G.). Hawaii
Symposium on intraplate volcanism and submarine vol-
canism, Hilo 1979, abstr vollp 148.
- SCHMINCKE HU, WÖRNER G, RISSE R, BOGAARD vdP, VIERECK L (1980)
Laacher See Vulkan Magmakammer und "Hot Dry Rock" Projekt
Rieden. "Statusseminar Geotechnik und Lagerstätten", Berlin
1980: 11-21
- SCHMINCKE et al (in Vorb) Laacher See Volcano
I Eruptive center
- SCHNETZLER CC, PHILPOTTS JA (1970) Partition coefficients
of rare earth-elements between igneous matrix material
and rock-forming mineral phenocrysts II. Geochim
Cosmochim Acta 34: 331-340
- SCHÜRMANN H (1969) Petrographische Untersuchung der Gleesite
des Laacher Seegebietes. Beitr Mineral Petrogr 7: 104-136
- SEMENOV EI (1974) Economic mineralogy of alkaline rocks.
In: Sørensen H (ed) The Alkaline Rocks,
Wiley & Sons Chichester, New York, Brisbane, Toronto,
pp 543-554
- SHAND SJ (1933) Zusammensetzung und Genesis der Alkali-
gesteine Südafrikas. Mineral Petrogr Mitt 44: 211-216
- SHAPPIRO L (1975) Rapid analysis of silicate, carbonate,
and phosphate rocks-revised edition. US Geol Survey
Bull 1401 pp 1-76
- SHAW HR (1965) Comments on viscosity, crystal settling and
convection in granitic magmas. Am J Sci 263: 120-152
- SHAW HR (1969) Rheology of basalt in the melting range.
J Petrol 10: 510-535
- SHAW HR (1972) Viscosity of magmatic silicate liquids:
An empirical method of prediction. Am J Sci 870-893
- SHAW HR, SMITH RL, HILDRETH W (1976) Thermogravitational
mechanisms for chemical variations in zoned magma
chambers. Geol Soc Am Abstr w Progr 8: 1102
- SHIMIZU N (1974) An experimental study of the partitioning
of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and
liquid at high pressures. Geochim Cosmochim Acta
38: 1789-1798

- SIGURDSSON H, SPARKS RSJ (1981) Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *J Petrol* 22: 41-84
- SIMON R (1969) Geochemische und petrographische Untersuchungen an den Laacher Trachyten und Olivintrachyten sowie an den Laacher See Tuffen. Dissertation, Universität Köln, pp 1-86
- SMITH RL (1979) Ash-flow magmatism. In: Chapin CE, Elston WE (eds) Ash-flow tuffs. *Geol Soc Am Spec Paper* 180: 5-27
- SMITH RL, BAILEY RA (1965) The Bandelier Tuff: A study of ash flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull Volcanol* 29: 83-103
- SMITH RL, SHAW HR (1978) Igneous related geothermal systems. In: Assessment of geothermal resources of the United States - 1978. Muffler LJP (ed). *US Geol Survey Circular* 790: 12-17
- SMITHON SB, BROWN SK (1977) A model for lower continental crust. *Earth Planet Sci Lett* 35: 134-144
- SØRENSEN H (1970) Occurrence of uranium in alkaline igneous rocks. In: Uranium exploration geology, International Atomic Energy Agency, Vienna, 1970. pp 161-168
- SPEER JA (1980) Zircon. In: Orthosilicates Ribbe PH (ed) *Min Soc Am, Reviews in Mineralogy* 5: 137-152
- SPERA F (1980) Thermal evolution of plutons: A parameterized approach. *Science* 207: 299-301
- STORMER JC (1975) A practical two-feldspar geothermometer. *Am Min* 60: 667-674
- STORMER JC, CARMICHAEL ISE (1970) Villiaumite and the occurrence of fluoride minerals in igneous rocks. *Am Min* 55: 126-134
- STAPS P (1976) Stratigraphie, Verbreitung, Aufbau und Entstehung der Unteren Laacher Pyroklastika. Diplomarbeit, Ruhr Universität Bochum, pp 1-88

- STAUDIGEL H, ZINDLER A (1978) Nd and Sr isotope compositions of potassic volcanics from the East Eifel, Germany: Implications for mantle source region. *Geol Soc Am Abstr w Progr* 10: 497
- STEVEN TA, LIPMAN PW (1976) Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. *US Geol Survey Prof Paper* 958: 1-35
- SUN CO, WILLIAMS RJ, SUN SS (1974) Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxene-liquid equilibria in oceanic ridge basalt: An experimental study. *Geochim Cosmochim Acta* 38: 1415-1433
- SUN SS, HANSON GN (1976) Rare earth evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contrib Mineral Petrol* 54: 139-155
- SWANSON DA, FABBI BP (1973) Loss of volatiles during fountaining and flowage of basaltic lava at Kilauea volcano, Hawaii. *J Res US Geol Survey* 1: 649-658
- THORARINSSON S, SIGVALDASSON GE (1972) The Hekla eruption of 1970. *Bull Volcanol* 36: 269-288
- TRÖGER WE (1969) *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil 2, Textband, 2. Aufl.* Bamberger, HU, Taborszky F, Trochim HD (eds), Schweitzbarth'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Obermiller), Stuttgart 1969, pp 1-822
- VARET J (1969) Les phonolites agpaitiques et miaskitiques du Cantal septional (Auvergne, France). *Bull Volcanol* 33: 621-656
- WASS SY (1979) Multiple origin of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 12: 115-132
- WATSON EB (1976) Two-liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications. *Contrib Mineral Petrol* 56: 119-134
- WATSON EB (1977) Partitioning of manganese between forsterite and silicate liquid. *Geochim Cosmochim Acta* 41: 1363-1374

- WATSON EB (1979) Zircon saturation in felsic liquids, experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib Mineral Petrol* 70: 407-419
- WIGGINS LB, HUEBENER JS (in Vorb) Combined wavelength and energy dispersive analysis to increase microprobe efficiency
- WILKINSON JF (1965) Some Feldspars, nephelines and analcimes from the Square Top intrusion, N.S.W. *J Petrol* 6: 420-444
- WILKOX, RE (1954) Petrology of Paricutin volcano, Mexico. *US Geol Survey Bull* 965 C: 281-353
- WILLIAMS H (1942) Geology of Crater Lake National Park, with a reconnaissance of the Cascade Range southward of Mt Shasta. *Carnegie Inst Publ* 540.
- WIMMENAUER (1974) The alkaline province of Central Europe and France. In: Sørensen H (ed) *The Alkaline Rocks*. Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto. pp 238-270
- WOLF T (1867) Die Auswürflinge des Laacher See I. *Z geol Ges* 19: 451-492
- WÖRNER G, SCHMINCKE HU, SCHREYER W (1982) Crustal xenoliths from the Quaternary Wehr volcano. *N Jb Mineral Abh im Druck*
- WRIGHT JB (1966) Olivine nodules in a phonolite of the East Otago alkaline province, New Zealand. *Nature* 210: 519
- WRIGHT TL, DOHERTY PC (1970) A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol Soc Am Bull* 81: 1995-2008
- WRIGHT TL, FISKE RS (1971) Origin of differentiated hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii. *J Petrol* 12: 1-65

- YAGI K (1966) The system acmite-diopside and the bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series. *Am Min* 51: 976-1000
- ZIELINSKY RA, FREY FA (1970) Gough Island: Evaluation of a fractional crystallization model. *Contrib Mineral Petrol* 29: 242-254
- ZINDLER A (1980) Geochemical processes in the earth's mantle and the nature of the crust-mantle interactions: Evidence from studies of Nd and Sr-isotopic ratios in mantle derived igneous rocks and lherzolite nodules. PhD-thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass. pp 1-238
- ZYRIANOV VN, PERCHUK LL, PODLESSKII KK (1978) Nepheline-alkali feldspar equilibria: I Experimental Data and thermodynamic calculations. *J Petrol* 19: 1-44

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof.Dr.H.-U.Schmincke, der die vorliegende Arbeit anregte und mit viel Engagement betreute. Die vielen Gespräche und Diskussionen mit ihm - nicht nur über fachliche Fragen - hatten auf den Verlauf und die Ergebnisse einen entscheidenden Einfluß. Seinem persönlichen Einsatz verdanke ich die finanzielle Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit und für den einjährigen USA-Aufenthalt.

Die Arbeit wurde am Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt, Prof.Dr.O.W.Flörke und Prof.Dr.W.Schreyer stellten in großzügiger Weise Arbeitsplatz und Arbeitsmittel zur Verfügung.

Alle in dieser Arbeit berechneten Magmenvolumina beruhen zu einer Hälfte auf dem von Paul v.d.Bogaard gemessenen Gesamt-Eruptionsvolumen des Laacher Phonoliths und den vorläufigen Volumenabschätzungen der Teilmagmen des Laacher See Vulkans, die er großzügigerweise zur Verfügung gestellt hat. Kapitel VII.5 dieser Arbeit ist das Ergebnis einer intensiven Kooperation zwischen Paul und mir. Ihm danke ich für eine langjährige großzügige Zusammenarbeit und viele fruchtbare Diskussionen.

Weiterhin danke ich T.L.Wright für seine Einladung und die hervorragenden Arbeitsmöglichkeiten in seiner Arbeitsgruppe um USGS in Reston/Virginia. Diskussionen mit ihm haben viele Probleme der Anwendung und Handhabung von Massenbilanz-Mischprogrammen lösen können. R.L.Smith hat mit seinem Interesse und in Diskussionen einige Ideen dieser Arbeit wesentlich beeinflußt.

Dem großen Engagement von Prof.Dr.R.Gijbels in einem gemeinsamen Projekt zur Rekonstruktion der Spurenelementvariation der Laacher See Magmakammer (mit finanzieller Förderung

durch die Energie-Kommission der Europäischen Gemeinschaft) verdanke ich die zahlreichen INA-Spurenelementanalysen, die an seinem Institut (Universitaire Instelling Antwerpen, Dept. Scheikunde) durchgeführt wurden. Ohne diese Daten wäre die vorliegende Arbeit nicht möglich gewesen.

Röntgenfluoreszenzanalysen von Haupt- und Spurenelementen wurden im Bochumer Chemielabor von R.G.Pritchard und H.Niephaus durchgeführt, die Gesamtgesteinsanalysen, die im Labor des USGS in Reston/Virginia angefertigt wurden, verdanke ich dem Einsatz von Dr.T.L.Wright und Dr.F.Brown.

Dr.Hubert Staudigel verdanke ich zwei arbeitsreiche Phasen am MIT/Boston und Lamont Geological Observatory/Columbia University, N.Y. Er ermöglichte die Sr-Isotopenbestimmungen, die wir in den Labors von Prof.Dr.S.R.Hart und Prof.Dr.A.Zindler durchführten. Wertvolle Hilfe und technische Ratschläge bei der Mikrosondenanalyse erhielt ich von L.B.Wiggins (USGS, Reston/Virginia), J.Langgut (M.P.I., Mainz) und Dr. W.Melson (Smithsonian Institution, Washington, D.C.).

A.Fischer übernahm die umfangreichen photographischen Arbeiten, Herr Bauszus war mit vielen Tips behilflich bei der Anfertigung der Zeichnungen. Dr.O.Medenbach half bei der Photographie. G.Olesch und D.Dettmar fertigten die Dünnschliffe bzw. Körnerpräparate an. Diesen und allen anderen Mitgliedern des Instituts für Mineralogie der RUB und der Bochumer Vulkanologie-Gruppe danke ich für die fachliche und technische Unterstützung.

Für die großzügige und flexible, freundliche finanzielle Unterstützung während der ersten zwei Jahre dieser Dissertation und die Finanzierung des wesentlichen Teils meines einjährigen USA-Aufenthalts danke ich der Studienstiftung des Deutschen Volkes. Weitere finanzielle Hilfe erhielt ich im Rahmen des Bochumer Geothermik-Projektes durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie, Vertragsnr. ET 4236 A.

Hiermit erkläre ich, daß die vorliegende
Arbeit selbstständig und ohne unerlaubte
Hilfen ausgeführt und verfaßt wurde und
daß die Arbeit in dieser oder ähnlicher
Form noch bei keiner Abteilung oder einer
anderen Hochschule eingereicht wurde.

Seherd Lönns

L E B E N S L A U F

Name : WÖRNER, Heinz Willi Gerhard
Geboren am : 21. 9. 1952 in Kassel
Vater : Martin Wörner, Dekan
Mutter : Ursula Wörner, geb. Mühlhausen

Am 10.4. 1959 : Einschulung in die Volksschule in
Bad Sooden Allendorf, Nordhessen
Ab Ostern 1963 : Besuch des Gymnasiums in Bad Sooden
Allendorf

Von Herbst 1968
bis Herbst 1969: Melanchtonschule, Steinatal
Ab Herbst 1969 : Gymnasium Bad Sooden Allendorf
Im Frühjahr
1972 : Abitur
Ab Herbst 1972 : Studium der Mineralogie an der
Ruhr Universität Bochum
Dezember 1974 : Vordiplom
Juli 1977 : Diplom
Ab Winter 1977 : Dissertation mit dem Thema. " Geo-
chemische und mineralogische Entwicklung
der Laacher See Magmakammer".

Sommer 1979
bis Sommer 1980: USA Aufenthalt am USGS/Reston, Virginia;
MIT/ Cambridge, Massachussets,
Lamont Doherty Geological Observatory
14.5. bis 2.6. Mt.St. Helens Volcano
Observatory/Vancouver, Washington.

Von Herbst 1976
bis Sommer 1980: Förderung durch die Studienstiftung
des deutschen Volkes
Januar 1982 : Abschluß der vorliegenden Dissertation

Heinz Wörner

